LƯU ĐỨC HẢI - TRẦN NGHI

GIÁO TRÌNH KHOA HỌC TRÁI ĐẤT



NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC

PGS.TS. LƯU ĐỨC HẢI – *GS.TS.* TRẦN NGHI

GIÁO TRÌNH

KHOA HỌC TRÁI ĐẤT

(Tái bản lần thứ nhất, có chỉnh lý và bổ sung)



NHÀ XUẤT BẢN GIÁO DỤC

04 - 2009/CXB/470 - 2117/GD Mã số : 7K706y9 - DAI

Lời nói đầu

Giáo trình Khoa học Trái Đất được biên soạn trên cơ sở những tài liệu phong phú và cập nhật về các lĩnh vực của khoa học Trái Đất trên thế giới và trong nước. Trong đó, rất nhiều kiến thức được chọn lọc và đúc kết từ những kết quả nghiên cứu của chính các tác giả trên thực tiễn Việt Nam. Với mục đích đó, các tác giả đã cố gắng giới thiệu những khái niệm và bản chất hết sức cơ bản của các hiện tượng tự nhiên xảy ra bao quanh Trái Đất, trên bề mặt, bên trong hành tinh chúng ta và liên quan đến đời sống con người. Nói cách khác, cấu trúc, thành phần và lịch sử tiến hoá của Trái Đất được tái hiện theo quan điểm tiếp cận hệ thống và được bố cục thành 8 chương theo trình tự logic từ ngoài vào trong, từ thế giới vô cơ đến thế giới các sinh vật, và cuối cùng là quan hệ giữa Trái Đất và Con người.

Tính hệ thống là tư tưởng xuyên suốt toàn bộ giáo trình. Trước hết, bạn đọc được giới thiệu về vị trí và đời sống của Trái Đất chúng ta trong đại gia đình Thái Dương hệ; tiếp theo là giới thiệu về các quyển của Trái Đất trong một hành trình thám hiểm những bí mật vô tận nhưng có quan hệ nhân quả với nhau. Đó là những kiến thức hết sức cơ bản mà bất kỳ sinh viên nào, nhất là sinh viên trong khối ngành liên quan tới khoa học Trái Đất và môi trường cũng cần được trang bị, theo nguyên tắc là hiểu biết dần từ rộng đến sâu, từ khái quát đến chi tiết nhờ các tư liệu khoa học được diễn đạt đơn giản và dễ hiểu. Vì vậy, các tác giả hy vọng giáo trình này sẽ là một tài liệu dùng để giảng dạy cho sinh viên bậc đại học, đồng thời cũng là một tài liệu tham khảo bổ ích cho học viên cao học và nghiên cứu sinh trong quá trình tự nghiên cứu để viết luận văn, luận án của mình.

Trong quá trình biên soạn và hoàn thiện giáo trình, các tác giả luôn nhận được sự động viên, khích lệ và tạo điều kiện hết sức thuận lợi của Lãnh đạo Trường Đại học Khoa học Tự nhiên – Đại học Quốc gia Hà Nội Công ty Cổ phần sách Đại học – Dạy nghề, Nhà xuất bản Giáo dục cũng như cán bộ Khoa Địa chất và Môi trường, đặc biệt là GS. Nguyễn Cẩn,

PGS. Chu Văn Ngợi, PGS. Nguyễn Xuân Cự, PGS. Hoàng Xuân Cơ, PGS. Nguyễn Ngọc Khôi. Các tác giả xin được bày tỏ lòng biết ơn sâu sắc đối với các cơ quan và cá nhân nói trên về sự giúp đỡ quý báu này.

Tuy đã rất cố gắng và nỗ lực để có một công trình chất lượng tốt, nhưng khó tránh được các sai sót. Các tác giả xin trân trọng tiếp nhận và chân thành cám ơn những ý kiến đóng góp của các bạn đồng nghiệp, bạn đọc gần xa để giáo trình hoàn thiện hơn trong lần tái bản sau.

Mọi góp ý xin gửi về địa chỉ: Ban Biên tập sách Đại học – Cao đẳng, Công ty Cổ phần sách Đại học – Dạy nghề, 25 Hàn Thuyên – Hà Nội.

Các tác giả

Chương 1
TRÁI ĐẤT TRONG KHÔNG GIAN

1.1. NHỮNG HIỂU BIẾT CƠ BẢN VỀ VŨ TRỤ, THIÊN HÀ, HỆ MẶT TRỜI

Những kết quả quan trắc và nghiên cứu hiện nay chứng tỏ rằng vũ trụ là vô tận. Trong phần vũ trụ mà con người tìm hiểu được hiện nay (bán kính đến hàng tỉ năm ánh sáng, năm ánh sáng là khoảng cách có độ dài bằng quãng đường ánh sáng truyền trong chân không trong một năm) thì vật chất tồn tại dưới dạng dễ nhận biết là các sao, tức là những thiên thể khổng lồ nóng, sáng tương tự như Mặt Trời. Các sao phân bố trong không gian không đều, tập trung tạo thành những hệ có hình dạng xác định gồm hàng tỉ sao và được gọi là thiên hà. Các thiên hà thường có dạng ellip, dạng đĩa xoắn với đường kính từ hàng chục đến hàng trăm ngàn năm ánh sáng. Khoảng cách trung bình giữa các thiên hà lớn hơn kích thước các thiên hà cỡ chục lần. Các sao trong mỗi thiên hà cũng phân bố không đều, đa số tập trung trong một mặt phẳng được gọi là mặt phẳng chính hoặc mặt phẳng quỹ đạo của các thiên hà. Trong khoảng không gian giữa các sao còn có vật chất tồn tại dưới dạng bụi, khí, các hạt cơ bản, trường điện từ, trường hấp dẫn, v.v...

Như vậy, có thể mô tả cấu trúc Vũ trụ bằng sơ đồ đơn giản sau :

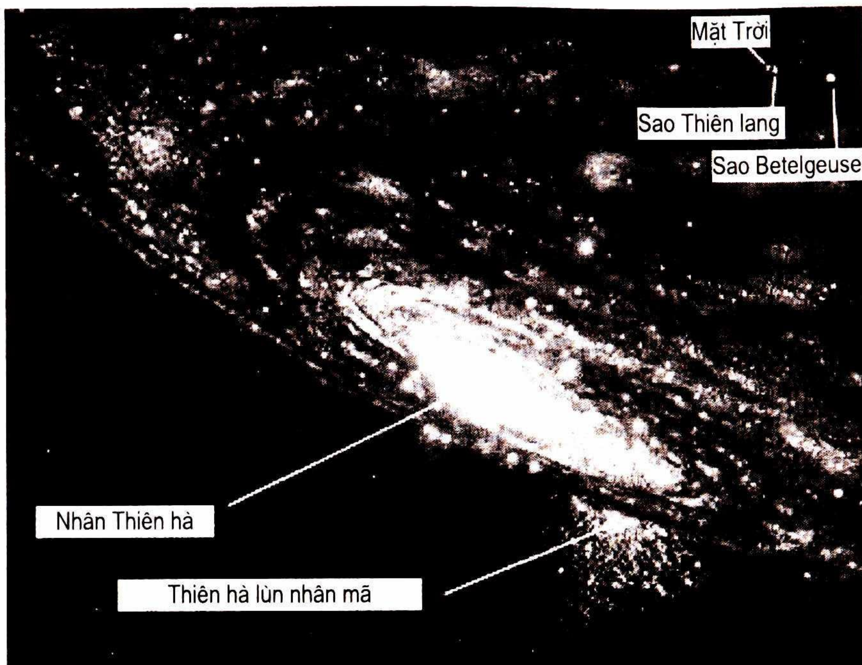
Vũ trũ → Thiên hà (Ngân Hà) → Hệ Mặt Trời (Thái Dương hệ) → Hành tinh (Trái Đất) → Vệ tinh (Mặt Trăng).

1.1.1. Thiên hà

Thiên hà: (A – tiếng Anh: galaxy; P – tiếng Pháp: galaxie, Hán Việt: tinh hệ) là một tập hợp rất lớn các ngôi sao liên kết với nhau bằng lực hấp dẫn, tạo thành một hệ thống quay xung quanh tâm.

Các thiên hà khá đa dạng về kích thước và số lượng các ngôi sao mà nó chứa bên trong. Một thiên hà có thể chứa từ hàng chục triệu (10^7) đến hàng ngàn tỉ (10^{12}) ngôi sao. Thiên hà cũng có kích thước thay đổi từ 1.500 đến 300.000 năm ánh sáng (0,5–100 kpc). Trung bình, một thiên hà có khoảng 200 tỉ ngôi sao; khối lượng mỗi thiên hà gấp khoảng 100.000 đến hàng ngàn tỉ (10^{12}) lần khối lượng Mặt Trời. Trong thiên hà, ngoài các ngôi sao còn có

vật chất giữa các ngôi sao (khí, bụi và các hạt bức xạ vũ trụ). Một thiên hà điển hình thường có dạng đối xứng, đường kính khoảng 50.000 năm ánh sáng (5.10^{17}km).



Hình 1.1. Thiên hà

Tốc độ chuyển động của các ngôi sao trong thiên hà và tốc độ quay quanh tâm của bản thân các thiên hà dao động trong khoảng từ 10–20km/s đến 300–400km/s. Các thiên hà nhỏ thường ở gần các thiên hà lớn và là vệ tinh của thiên hà lớn.

Người ta ước tính có khoảng 100 tỉ thiên hà, trong đó 100 triệu thiên hà có thể quan sát được qua kính thiên văn đặt tại núi Palomar (Hoa Kỳ); 200.000 thiên hà trong số đó đã được thống kê trong danh mục. Do giới hạn của vũ trụ ngày càng tăng (chân trời vũ trụ ngày càng được mở rộng, hiện nay bán kính của nó khoảng 15 tỉ năm ánh sáng). Theo thống kê, thiên hà lớn nhất đã được con người phát hiện ra là Thiên hà Trung tâm của quần thể thiên hà Abell 2029 (phát hiện tháng 7 năm 1990), đường kính 5,6 triệu năm ánh sáng (gấp 80 lần thiên hà chúng ta đang sống).

Phân loại thiên hà :

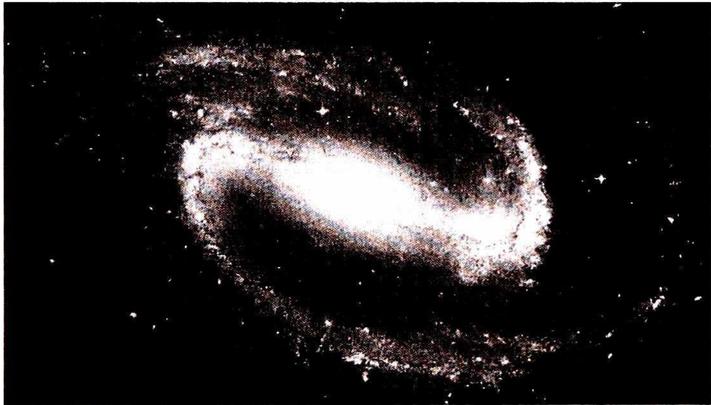
Dựa theo hình thái của các thiên hà, E. Hubble đã chia các thiên hà thành các kiểu: thiên hà dạng xoắn (chiếm 60%), thiên hà ellip (15%), thiên hà dạng thấu kính (20%), thiên hà không định hình (3%) và 2% thiên hà còn lại không được phân loại vì được coi là đặc biệt (người ta gọi là các thiên hà lùn).

* *Thiên hà xoắn* (A: spiral galaxy; P: galaxie spirale) ký hiệu là S, gồm có phần bầu hình cầu ở giữa (gồm các ngôi sao già) và phần đĩa (gồm các ngôi sao trẻ cùng bụi và khí) xoè ra thành các nhánh xoắn theo cùng một chiều. Tuỳ theo mức độ nhỏ dần của bầu và sự tăng dần của tay xoắn mà người ta thêm vào chữ S các chữ cái a, b, c. Ví dụ: Sa: bầu sáng rõ và to, tay xoắn chưa rõ nét; Sb: bầu kém rõ hơn, các tay xoắn khá rõ; Sc: bầu mờ và yếu, các tay xoắn rõ nhất.



Hình 1.2. Thiên hà xoắn

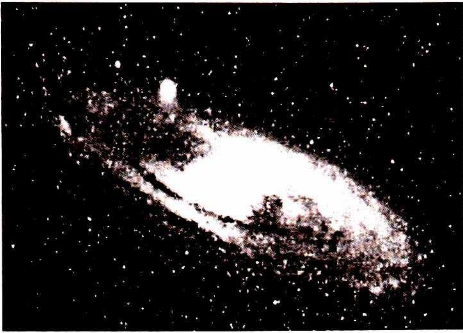
* *Thiên hà xoắn có thanh ngang* (A: barred spiral galaxy; P: galaxie spirale barrée), ký hiệu SB, là thiên hà xoắn có một thanh ngang bằng các sao đi qua tâm, nối với hai tay xoắn ở hai đầu. Tuỳ theo sự phát triển của tay xoắn và kích thước của bầu mà còn ký hiệu SBa, SBb hay SBc.



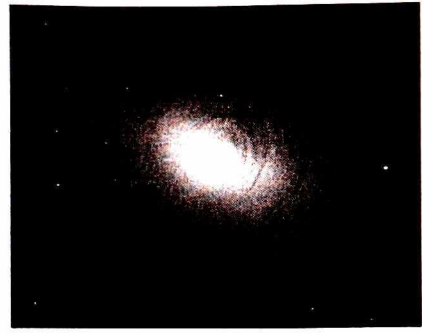
Hình 1.3. Thiên hà xoắn có thanh ngang do E.Hubble chụp năm 2005

* *Thiên hà Ellip* (A: Elliptical galaxy; P: galaxie elliptique) ký hiệu là E, là thiên hà có dạng hình cầu hoặc ellip, gồm các sao già (nền có màu đỏ), rất ít khí và không chứa bụi. Người ta thường đính kèm thêm các số từ 0 đến 7 để chỉ mức độ thuôn dài (E0 là tròn nhất, E7 là thuôn nhất). Các thiên hà ellip thường là các thiên hà nặng nhất. Một số thiên hà ellip được cho rằng là sự sáp nhập của các thiên hà xoắn.

* *Thiên hà dạng thấu kính* (A: lenticular galaxy; P: galaxie lenticulaire) ký hiệu là SO, là các thiên hà có dạng như hai cái đĩa úp vào nhau, là dạng trung gian giữa thiên hà xoắn và thiên hà ellip. Thiên hà này có bầu, đĩa và quầng nhưng không có các tay xoắn và hầu như không có khí giữa các sao.

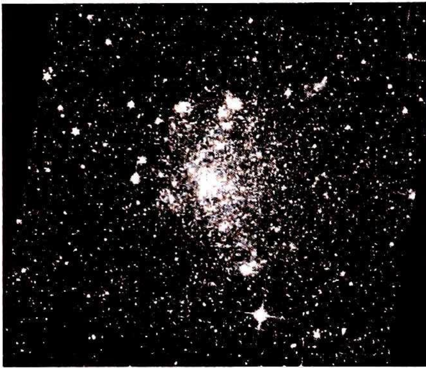


Hình 1.4. Thiên hà Ellip

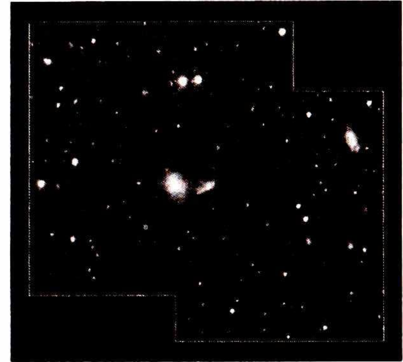


Hình 1.5. Thiên hà dạng thấu kính NGC 2787

* *Thiên hà không định hình* (A: irregular galaxy, P: galaxie irrégulière) ký hiệu Ir, có dạng búi, hình thù không rõ ràng; có khối lượng nhỏ, gồm nhiều sao trẻ, có nhiều khí giữa các sao và có vài trung tâm tạo sao.

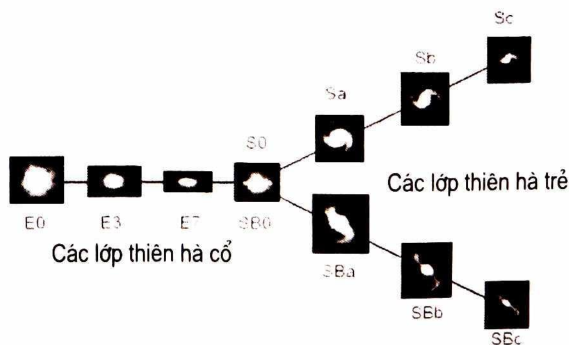


Hình 1.6. Thiên hà không định hình



Hình 1.7. Thiên hà lùn

* *Thiên hà lùn* (A: dwarf galaxy; P: galaxie naine), ký hiệu là d, có kích thước và khối lượng nhỏ hơn các thiên hà thông thường vài chục lần, có mật độ rất thấp, các tay xoắn không phát triển. Chúng được chia thành các dạng ellip (dE), cầu (dSph), không định hình (dIr) và các thiên hà lùn nhỏ gọn màu xanh lam (dBGC). Thiên hà dE và dSph gồm các sao già, ít khí và bụi. Các thiên hà dIr và dBGC có nhiều khí.



Hình 1.8. Sơ đồ phân loại các thiên hà

Các thiên hà đặc biệt : thiên hà bức xạ, quada, thiên hà tương tác.

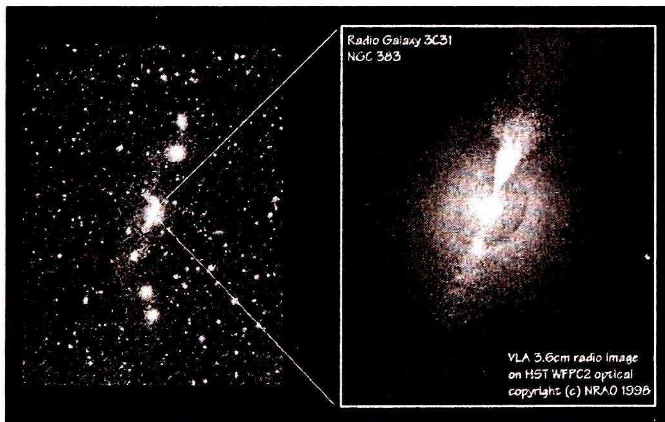
* *Thiên hà bức xạ* (A: Sayfert galaxy; P: galaxie active) là thiên hà bức xạ phần lớn năng lượng từ vùng tâm rất nhỏ, ở các dải sóng nằm ngoài khu vực ánh sáng nhìn thấy (thường là sóng vô tuyến và tia X). Thiên hà bức xạ có thể là giai đoạn đầu trong sự tiến hoá của các thiên hà.



Hình 1.9. Thiên hà Sayfert

– Thiên hà Seyfert (A: Sayfert galaxy) do Carl K. Seyfert– nhà thiên văn người Mỹ, gốc Đức phát hiện năm 1943. Đây là thiên hà xoắn khổng lồ, phần lớn là các thiên hà xoắn có thanh ngang. Nhân thiên hà này cực sáng, có đám mây khí thoát ra tạo thành nguồn bức xạ chủ yếu ở khu vực hồng ngoại.

– Thiên hà vô tuyến: (A: radio galaxy, P: radiogalaxie): chủ yếu là các thiên hà ellip, bức xạ điện từ cực mạnh ở dải sóng vô tuyến. Người ta cho rằng, nguồn năng lượng này bắt nguồn từ một lỗ đen ở tâm. Một số thiên hà vô tuyến có thể là kết quả của sự va đập và hoà nhập của hai thiên hà.



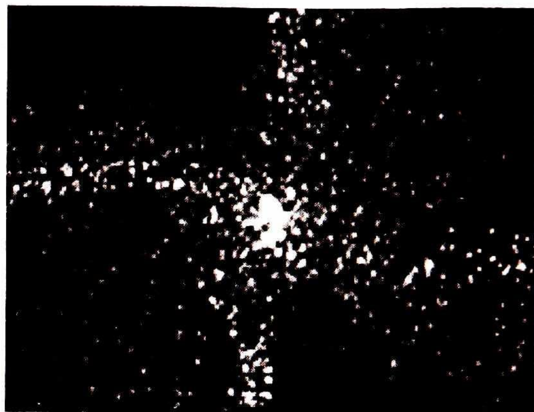
Hình 1.10. Thiên hà vô tuyến

* *Quada* (A, P: quasar), viết tắt là QSO: là tên gọi tắt của thiên thể tựa như sao hay nguồn bức xạ vô tuyến tựa như sao, được A. Sandage (Mỹ) phát hiện năm 1960. Đường kính của Quada nhỏ (dưới 1 năm ánh sáng) nhưng bức xạ vô tuyến mạnh nhất trong vũ trụ. Hiện nay đã biết tới 60.000 quada. Quada có nhiều tính chất giống thiên hà bức xạ nên được coi là một loại thiên hà bức xạ ở rất xa, có thể có lỗ đen khổng lồ ở nhân thiên hà.

* *Thiên hà tương tác:* Một số thiên hà kết thành nhóm, đồng thời bị biến dạng (có đuôi dài hàng chục vạn năm ánh sáng, có "cầu nối" với nhau). Đó là do chúng tương tác với nhau (va đập, nhập làm một). Trong vũ trụ chỉ có khoảng 2% thiên hà tương tác với nhau. Một thiên hà khổng lồ có thể "nuốt chửng" các thiên hà nhỏ hơn bằng lực hấp dẫn. Thông thường, khoảng 1 tỉ năm lại có nguy cơ hai thiên hà va chạm với nhau.



Hình 1.11. Quada



Hình 1.12. Thiên hà tương tác

Vật chất tối trong thiên hà và vũ trụ:

Vật chất tối trong thiên hà và vũ trụ gồm khí loãng, bụi, từ trường và các tia vũ trụ.

* *Khí giữa các sao:* Thành phần hoá học chủ yếu của chúng là nguyên tử và phân tử hidro (chiếm 90%) rồi đến heli. Ngoài ra, còn có các nguyên tử trung hoà (canxi, kali, natri), các ion (canxi, sắt, titan), và các loại phân tử (CN, CH, CO...). Các khí này chiếm khoảng 1% khối lượng thiên hà, thường tập trung gần mặt phẳng của đĩa thiên hà, mật độ 10^{-24}g/cm^3. Các khí tập trung lại có thể tạo thành các đám mây khí. Ở cách xa đĩa thiên hà hoặc giữa các thiên hà có khí nóng và rất loãng (1 nguyên tử/1dm^3), gọi là khí quầng hoa.



Hình 1.13. Khí nóng xung quanh thiên hà NGC 4631

Khí ở gần các sao có thể rất nóng và quan sát được dưới dạng các tinh vân sáng. Khí lạnh hơn được quan sát bằng phương pháp thiên văn vô

tuyến. Khí ở xa các sao có thể bị đốt nóng bằng các tia X, tia vũ trụ hoặc bở sóng nén xung kích phát ra do hiện tượng nổ siêu sao mới hoặc va chạm giữa các khối khí chuyển động nhanh.

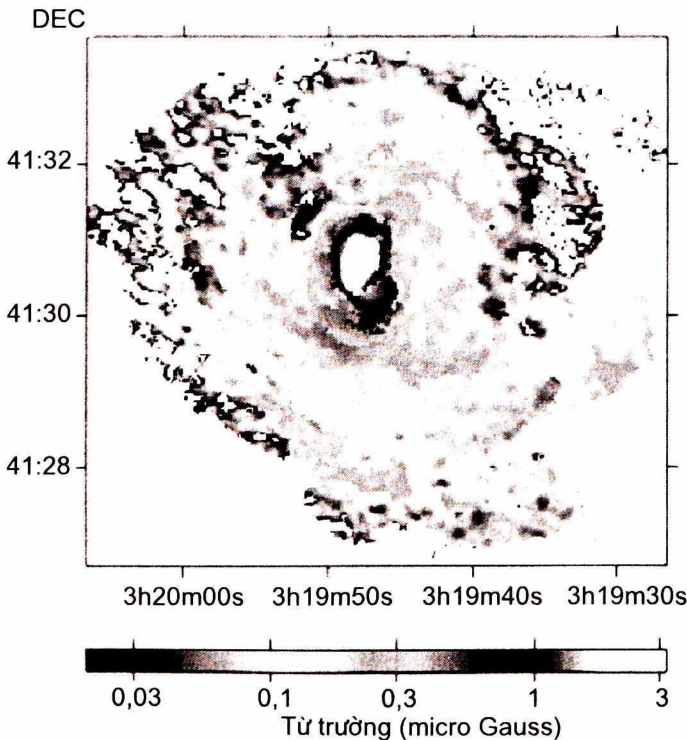
* *Bụi giữa các sao:* Trong khí giữa các sao có lẫn một ít bụi (chiếm khoảng 1% khối lượng khí). Kích thước của bụi thường chỉ khoảng vài phần vạn mm. Khối lượng các hạt bụi dao động trong khoảng 10^{-2} – 10^{-18} gam. Mật độ của chúng cũng rất thưa (khoảng 100 tỉ nguyên tử khí mới có một hạt bụi) và phân bố không đều. Có hai loại bụi là: bụi graphit (C) và silicat (hợp chất chứa silic).



Hình 1.14. Bụi giữa các thiên hà

Bụi hấp thụ và phản xạ ánh sáng của các sao, mạnh nhất là màu đỏ, do đó, các ngôi sao ở xa trở nên đỏ hơn do có bụi.

* *Từ trường giữa các sao:* không gian giữa các sao có từ trường rất yếu (yếu hơn từ trường Trái Đất 100.000 lần) và phân bố không đều. Từ trường này hầu như không ảnh hưởng đến các sao và hành tinh nhưng lại có tác động tới các tia vũ trụ.



Hình 1.15. Từ trường giữa các sao

Ví dụ: từ trường tác động tới các electron có vận tốc gần bằng vận tốc ánh sáng khiến chúng phát ra sóng vô tuyến. Từ trường này xoay các hạt bụi thuôn dài về một hướng làm cho ánh sáng các sao ở xa đi qua vùng có bụi loại này bị phân cực.

Hướng của từ trường liên quan chặt chẽ tới chuyển động của khí. Từ trường làm hãm sự quay của các đám mây khí, ngăn cản sự co lại của chúng, do đó chúng có vai trò phân phối động lượng của các đĩa mây khí.

* *Các tia vũ trụ:* là các dòng hạt tích điện có năng lượng cao, gồm proton (chiếm 90%), electron (1%) và hạt nhân các nguyên tố khác (7% là hạt nhân của nguyên tử heli, 2% là hạt nhân nguyên tử nặng hơn heli) đi xuyên qua không gian của vũ trụ theo nhiều hướng với vận tốc hơn 100.000km/s.

Các tia vũ trụ được chia thành 2 loại là các *Tia vũ trụ Mặt Trời* (được tạo ra trong các vụ bùng sáng của Mặt Trời) và *Gió Mặt Trời*

Cụm thiên hà (local group):

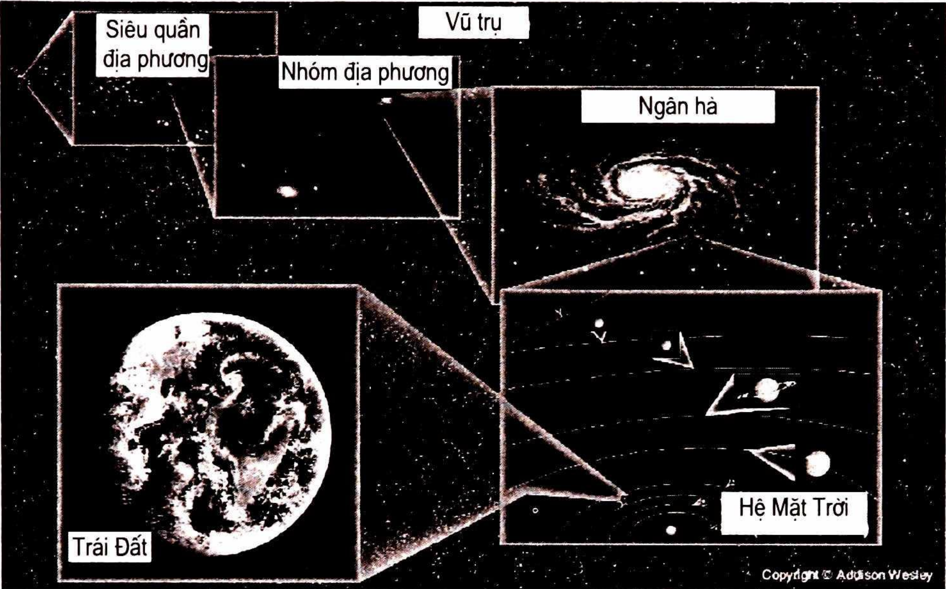
Các thiên hà không phân bố đồng đều trong không gian mà thường tập hợp thành nhóm (cặp, cụm), rồi đến quần thể (đám), gắn kết bởi lực hấp dẫn. Ngân Hà cùng với các thiên hà lân cận tập hợp thành một Cụm thiên hà địa phương trong một khoảng không gian hình ellip có đường kính khoảng 7–10 triệu năm ánh sáng. Trong cụm thiên hà địa phương này có khoảng 30 thiên hà, lớn nhất là thiên hà Tiên nữ (Andromeda) có 4 thiên hà lùn làm vệ tinh, Ngân Hà là thiên hà lớn thứ hai, các thiên hà còn lại nhỏ hơn, chủ yếu là các thiên hà lùn. Ngân Hà đang tiến về thiên hà Tiên nữ với tốc độ 50km/s.

Quần thiên hà, siêu quần thiên hà (supercluster):

Tập hợp dày đặc gồm hàng nghìn thiên hà liên kết với nhau tạo thành quần thiên hà (galaxy cluster), có kích thước từ 5–60 triệu năm ánh sáng, khối lượng trung bình vài triệu tỉ tấn. Quần thiên hà Trinh nữ chứa Ngân Hà, có kích thước khoảng 40–50 triệu năm ánh sáng. Ở bắc bán cầu, đến nay các nhà thiên văn đếm được khoảng 300 quần thiên hà. Tâm các quần thiên hà có mật độ thiên hà rất cao, các thiên hà trong quần thiên hà cách nhau trung bình 5 lần đường kính các thiên hà và di chuyển với tốc độ cỡ 1.000km/s. Tập hợp nhiều cụm và quần thiên hà tạo ra các siêu quần thiên hà (supercluster of galaxies), có kích thước 100–300 triệu năm ánh sáng, khối lượng cỡ 10 triệu tỉ tấn.

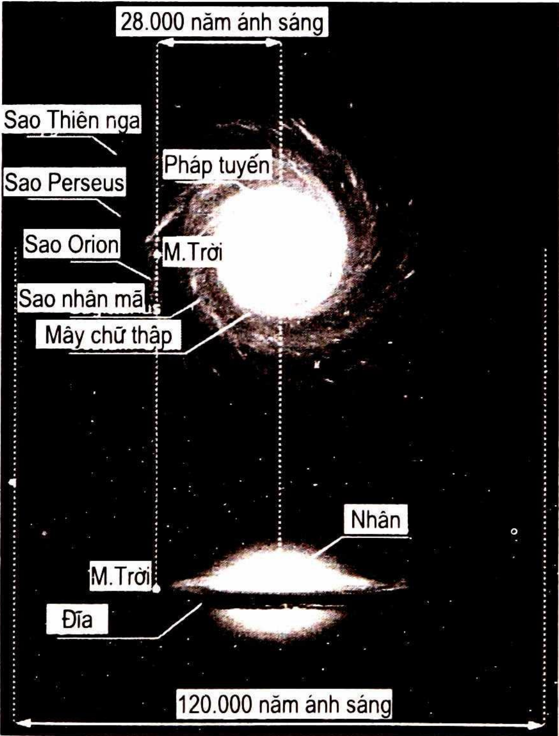
Siêu quần thiên hà Tiên nữ phát hiện năm 1953 có kích thước khoảng 200 triệu năm ánh sáng, gồm khoảng 100 cụm và quần thiên hà với tâm là quần thiên hà Tiên nữ. Siêu quần thiên hà này có dạng đĩa dẹt chứa 60%

thiên hà, 40% còn lại tạo thành các cấu trúc hình sợi nằm ở phía trên hướng ra phía đĩa. Cụm thiên hà địa phương trong đó có Ngân Hà nằm ở mép đĩa và chuyển động về phía tâm (quần thiên hà Tiên nữ) với tốc độ 250km/s.



Hình 1.16. Siêu quần thiên hà

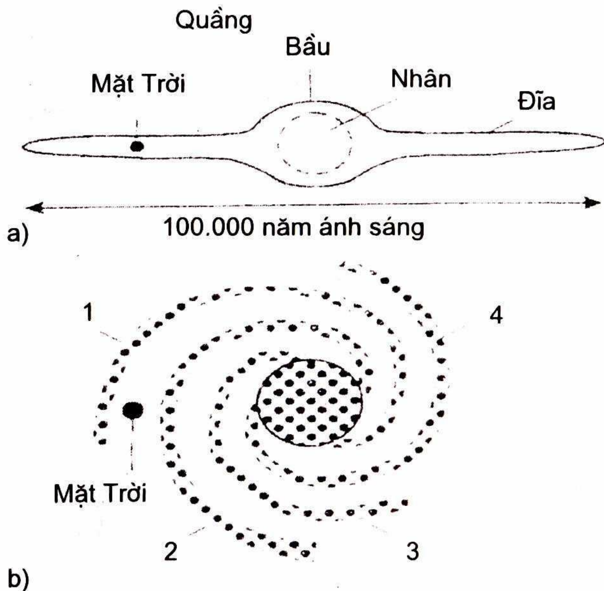
Ngân Hà : Thiên hà trong đó có hệ Mặt Trời được gọi là Ngân Hà (Milky Way), gồm khoảng 6.000 sao có thể quan sát bằng mắt thường và hơn một trăm tỉ sao khác chỉ có thể quan sát bằng kính thiên văn. Trong Ngân Hà của chúng ta có khoảng hàng tỉ hệ Mặt Trời, hệ Mặt Trời trong đó Trái Đất của chúng ta là hành tinh được gọi là Thái Dương hệ Sơ đồ cấu tạo Ngân Hà được trình bày từ các góc nhìn khác nhau (hình 1.17).



Hình 1.17. Ngân hà

Ngân Hà là thiên hà xoắn có 4 nhánh. Mặt Trời của Thái Dương hệ nằm giữa phần rìa của Ngân Hà, giữa hai nhánh (nhánh ngoài và nhánh chính). Khối lượng

vật chất nhìn thấy được của Ngân Hà khoảng 3.1041 – 3.1042 kg, gấp 1,5–2.1011 khối lượng Mặt Trời (m0). Nếu kể cả vật chất tối, khối lượng Ngân Hà xấp xỉ 1012 m0. Thiên hà có khoảng 200–400 tỉ ngôi sao, trong đó có 10 tỉ ngôi sao lùn trắng. Tâm Ngân Hà có nguồn bức xạ vô tuyến mạnh, được xem là một lỗ đen khổng lồ. Đĩa Ngân Hà có đường kính 80.000 – 100.000 năm ánh sáng, dày cỡ 1.000 năm ánh sáng. Đĩa Ngân Hà chiếm tới 70% khối lượng, khoảng 150 tỉ lần khối lượng Mặt Trời. Hệ Mặt Trời của Trái Đất nằm cách tâm thiên hà khoảng 28.000 năm ánh sáng. Mặt Trời nằm gần sát mặt phẳng Ngân Hà giữa hai nhánh xoắn Cung thủ và Dũng sĩ. Nhân Ngân Hà có mật độ sao dày đặc, gấp 10 triệu lần vùng ngoại vi. Nhân Ngân Hà là nguồn bức xạ năng lượng rất mạnh về sóng vô tuyến, tia hồng ngoại và tia gamma, nên được xem là một lỗ đen khổng lồ. Vùng quanh nhân Ngân Hà là bầu thiên hà có bán kính khoảng 6.000 năm ánh sáng, chiếm 1/6 khối lượng của đĩa Ngân Hà, nơi chủ yếu gặp các sao già, phát ra ánh sáng vàng và đỏ. Bao trùm quanh đĩa Ngân Hà là quầng, có đường kính cỡ 50.000–65.000 năm ánh sáng. Quầng là nơi phân bố các sao thưa thớt, gần như không có khí và bụi giữa các sao. Quầng có thể chứa tới 200 quần sao, mỗi quần sao có thể có hơn vài triệu ngôi sao. Bao trùm lên quầng sao này là một Quầng tối đường kính 200.000–400.000 năm ánh sáng, chứa vật chất tối chiếm 80–95 khối lượng của Ngân Hà.



Hình 1.18. Sơ đồ Ngân Hà

1.1.2. Thái Dương hệ – Hệ Mặt Trời của Trái Đất

Thái dương hệ gồm 8 hành tinh: Thuỷ tinh (Mercury), Kim Tinh (Venus), Trái Đất (Earth), Hoả tinh (Mars), Mộc tinh (Jupiter), Thổ tinh

(Saturn), Thiên vương tinh (Uranus), Hải vương tinh (Neptune); ba hành tinh lùn Ceres, Diêm vương tinh (Pluton), Eris; vành đai Cuiper và đám mây Oort ở ngoài cùng. Các hành tinh của Thái dương hệ có các vệ tinh quay xung quanh, một số hành tinh (Mộc tinh và Thổ tinh) còn có vành đai bụi bao quanh. Xen kẽ giữa các hành tinh là các thiên thạch, bụi và sao chổi. Các hành tinh trong Thái Dương hệ quay quanh Mặt Trời gần như trong một mặt phẳng hình đĩa gọi là mặt hoàng đạo, có bán kính khoảng 6 tỉ km (bằng 6 giờ di chuyển của ánh sáng trong chân không). Cấu trúc của Thái Dương hệ thể hiện trên hình 1.1.

Khoảng cách trung bình D của các hành tinh tới Mặt Trời tính bằng đơn vị thiên văn theo biểu thức : $D = 0,4 + 0,3.2^n$, trong đó $n = \infty$ đối với Thuỷ tinh, n = 0 đối với Kim tinh, n = 1 đối với Trái Đất, n = 2 đối với Hoả tinh... Khoảng cách trung bình từ Mặt Trời tới Trái Đất là 149.598.000km.

Mặt Trời chiếm tới 99% khối lượng vật chất của Thái Dương hệ, khoảng 2.10^{27} tấn, gấp 333.000 lần khối lượng Trái Đất. Mặt Trời có bán kính 696.000km, gấp 110 lần bán kính Trái Đất và khối lượng riêng trung bình là 1,409 g/cm^3, tương ứng 0,256 khối lượng riêng của Trái Đất. Nhiệt độ ở tâm Mặt Trời khoảng 15 triệu độ, nhiệt độ bề mặt từ 5.500–6.000^{0}C. Áp suất ở tâm là $3,4.10^{16}$ Pa, khối lượng riêng ở tâm 160g/cm^3. Gia tốc trọng trường ở bề mặt Mặt Trời 274m/s^2, gấp 28 lần ở bề mặt Trái Đất; vận tốc vũ trụ cấp II ở bề mặt Mặt Trời 617,7km/s. Thành phần hoá học của Mặt Trời có 67 nguyên tố hoá học, chủ yếu gồm H (92,19% số nguyên tử), tiếp đến là He (7,8% số nguyên tử). Các nguyên tố khác rất ít : oxi 0,061%; C 0,03%; N 0,0084%; Fe 0,0037%; Ne 0,0076%; Si 0,0031; Mg 0,0024%; S 0,0015%, các nguyên tố còn lại 0,0015%. Mỗi giây có khoảng 628,3 triệu tấn H biến thành He; như vậy sau mỗi giây khối lượng Mặt Trời giảm đi 4,3 triệu tấn do nguyên liệu ban đầu bị biến đổi thành năng lượng thuần tuý, cùng với khoảng 600.000 tấn khí thoát ra dưới dạng hạt trong Gió Mặt Trời. Năng lượng bức xạ toàn phần của Mặt Trời là $3,86.10^{26}$J/s (W) dưới dạng bức xạ điện từ có bước sóng từ 0,01nm đến 30km, chủ yếu tập trung trong dải sóng 400–800nm. Trái Đất hằng năm nhận được từ Mặt Trời 751.10^{15}kWh, bằng 0,5 phần tỉ công suất bức xạ toàn phần của thiên thể này, trong số đó 50% bị mây phản xạ vào khoảng không, 15% bị phản xạ từ bề mặt, 5,3% được bề mặt hấp thụ. Trong số 29,7% năng lượng nhận được còn lại chỉ có 1,7% được thực vật dưới nước hấp thụ và 0,2% được thực vật cạn hấp thụ. Năng lượng Mặt Trời truyền qua 1m^2 diện tích vuông góc với tia sáng tới Trái Đất ở bên ngoài khí quyển Trái Đất được gọi là hằng số Mặt Trời, có giá trị theo số liệu của NASA năm 1971 là 1.353W/m^2. Trong đó, giá trị trong vùng cực tím là 105,8W/m^2, vùng ánh sáng nhìn thấy là 640,4W/m^2, trong vùng hồng

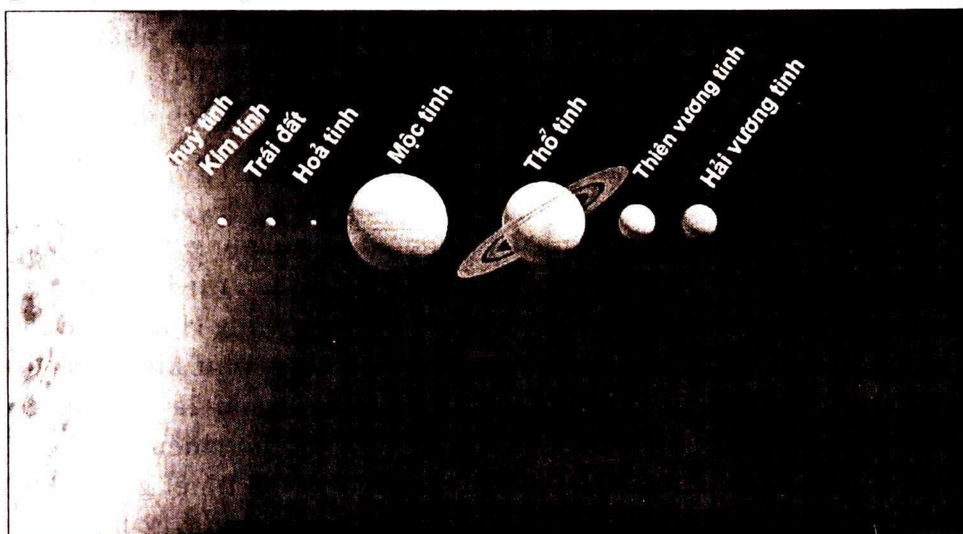
ngoại là 606,8W/m^2. Mặt Trời tự xoay xung quanh trục nghiêng 7,2° so với hoàng đạo, với tốc độ 2,025km/s ở xích đạo, chu kỳ quay trung bình là 28 ngày. Ngoài ra, Mặt Trời còn quay xung quanh tâm Ngân Hà.

Là một quả cầu khí, Mặt Trời không có ranh giới rõ rệt, cấu trúc gồm các lớp bên trong: nhân, vùng bức xạ, vùng đối lưu; các lớp bên ngoài: quang cầu, sắc cầu và vành nhật hoa. Nhân hoặc lõi Mặt Trời có bán kính khoảng 200.000km, chiếm một nửa khối lượng, là nơi diễn ra các phản ứng tổng hợp hạt nhân, có nhiệt độ đến 25 triệu độ. Vùng bức xạ bao quanh nhân dày khoảng 325.000 – 380.000km là nơi truyền năng lượng ra bên ngoài, chủ yếu dưới dạng bức xạ, có nhiệt độ từ 3–8 triệu độ. Vùng đối lưu dày khoảng 140.000 – 200.000km là nơi truyền năng lượng ra bên ngoài chủ yếu bằng đối lưu. Quang cầu dày khoảng 1.000km, phát ra ánh sáng nhìn thấy. Nhiệt độ quang cầu thay đổi từ 5.800°C ở mép trong tới 4.500°C ở mép ngoài. Sắc cầu là lớp khí quyển dưới của Mặt Trời, dày 5.000 - 10.000km, có màu hồng đỏ khi nhật thực. Nhiệt độ của Sắc cầu tăng từ trong ra ngoài, từ 4.500°C ở bên trong đến 20.000°C ở bên ngoài. Sắc cầu chứa các lưỡi lửa, chân các tai lửa. Nhật hoa là lớp khí quyển ngoài của Mặt Trời, vươn xa tới nhiều triệu km trong không gian giữa các hành tinh. Nhiệt độ nhật hoa khoảng 1–2 triệu độ C. Thành phần nhật hoa là các chất khí rất loãng với mật độ xấp xỉ 10^{-15}g/cm^3, bị ion hoá cao độ. Trên Mặt Trời thường xảy ra các hiện tượng chủ yếu : vết đen, vết sáng, vết bùng sáng, các tai lửa, Gió Mặt Trời, v.v... Vết đen là các vùng khí lạnh, có từ trường mạnh ngăn cản luồng nhiệt đối lưu thoát ra từ Mặt Trời. Phần giữa vết đen thường tối nhất, có nhiệt độ thấp từ 3.000 - 4.500°C, phần sáng hơn bao quanh có nhiệt độ 4.500 - 5.000°C. Vết đen xuất hiện trong thời gian từ vài ngày cho tới vài tháng, kích thước thay đổi từ 2.000km đến 30.000km, rồi lan thành nhóm kéo dài hơn 100.000km. Mỗi năm tối thiểu có 50 nhóm vết đen, tối đa 500 nhóm. Số vết đen trên Mặt Trời biến thiên theo chu kỳ 11 năm và 100 năm. Các vết bùng sáng xuất hiện trong thời gian từ vài phút đến một giờ trong sắc cầu, phóng vào không gian các hạt nguyên tử có năng lượng lớn khoảng 1–100MeV được gọi là các tia vũ trụ của Mặt Trời. Gió Mặt Trời là các dòng hạt nhân nguyên tử, các hạt tích điện, chủ yếu là proton và electron có năng lượng khoảng 1.000 eV/nucleon, với tốc độ 400 – 500km/s. Gió Mặt Trời thổi các khí trong sao chổi, tạo ra đuôi sao chổi ngược với Mặt Trời, cũng như nhiễu loạn từ trường Trái Đất, thường gọi là bão từ.

Các hành tinh trong Thái Dương hệ:

Hành tinh theo khái niệm mới được áp dụng từ 24/08/2006 là một thiên thể quay trên quỹ đạo quanh Mặt Trời, có khối lượng đủ lớn để trọng

lực thắng các lực liên kết vật rắn và tạo cho nó sự cân bằng thuỷ tĩnh, không có thiên thể nào ở gần quỹ đạo của nó. Tám hành tinh trong Thái Dương hệ chia thành 2 nhóm : Nhóm hành tinh loại Trái Đất – nhóm hành tinh vòng trong (Thuỷ tinh, Kim Tinh, Trái Đất, Hoả Tinh) và nhóm hành tinh loại Mộc tinh – nhóm hành tinh vòng ngoài (Mộc tinh, Thổ tinh, Thiên vương tinh, Hải vương tinh).



Hình 1.19. Cấu trúc Thái dương hệ

Thuỷ tinh (Mercury) là hành tinh gần Mặt Trời nhất và quay nhanh nhất trên quỹ đạo. Thuỷ tinh có nhân sắt chiếm 3/4 đường kính (3.600km), 42% thể tích và 70% khối lượng, có lớp vỏ ngoài là đá silicat dày 600km. Khí quyển Thuỷ tinh rất mỏng và loãng (tương đương mật độ khí quyển Trái Đất ở độ cao 620km); bao gồm 31,7% K; 24,9% Na; 9,5% O nguyên tử; 5,6% O phân tử; 7% Ar; 5,9%He; 5,2% N; 3,6% CO_2. Nhiệt độ bề mặt Thuỷ tinh ở phía khuất Mặt Trời từ -160^0C đến -180^0C, ở phía đối diện với Mặt Trời lên đến 430^0C, trung bình là 190^0C. Từ trường Thuỷ tinh rất yếu, bằng 1% từ trường Trái Đất. Địa hình bề mặt Thuỷ tinh không bằng phẳng, với nhiều miệng phễu và núi cao.

Kim tinh (Venus) là hành tinh gần Trái Đất nhất, xoay quanh trục chậm nhất và là một trong hai hành tinh xoay ngược chiều (từ tây sang đông), khiến cho thời gian quay một vòng xung quanh trục dài (224 ngày Trái Đất) hơn thời gian quay một vòng quanh Mặt Trời. Kim tinh có nhân sắt và niken đường kính 6.000km, lớp cùi bằng đá dày khoảng 3.000km và lớp vỏ đá silicat dày 50km. Khí quyển Kim tinh rất đậm đặc (gấp 93 lần khí quyển Trái Đất), trong đó khí CO_2 chiếm 96%, 3% nitơ; ngoài ra còn có CO, SO_2, HCl, HF, Ar, hơi nước,... tạo nên hiệu ứng nhà kính rất cao và các đám

mây mưa axit sunfuric. Nhiệt độ bề mặt Kim tinh dao động từ 460 – 480^{0}C. Kim tinh không có từ trường. Địa hình của Kim tinh chủ yếu là đồng bằng (60% diện tích bề mặt), đỉnh núi nơi cao nhất đạt 11.250m.

Hoả tinh (Mars) có nhân đá rắn đường kính 2.500km, lớp cùi là đá silicat dày 2.000km, lớp vỏ dày 40–50km, trên cùng là lớp băng vĩnh cửu. Khí quyển Hoả tinh mỏng, có áp suất 0,7–0,9kPa (bằng 1% Trái Đất) tương ứng với áp suất khí quyển Trái Đất ở độ cao 35km. Thành phần khí quyển Hoả tinh gồm: 95,3% CO_2; 2,7% N; 1,6% Ar; 0,13% O; 0,04% CO; 0,03% hơi nước. Nhiệt độ trung bình bề mặt Hoả tinh là –60^{0}C, ở xích đạo vào mùa hè lên đến 20–22^{0}C. Hoả tinh không có từ trường. Địa hình tương đối bằng phẳng ở Bắc bán cầu.

Mộc tinh (Jupiter) là hành tinh lớn nhất và nặng nhất trong Thái Dương hệ, có chu kỳ quanh Mặt Trời bằng 12 năm Trái Đất. Mộc tinh có nhân bằng đá, đường kính 28.000km, lớp cùi trong bằng H kim loại lỏng (do áp suất cao tới 100 triệu atm, H trở nên dẫn điện như kim loại), lớp cùi ngoài bằng H dạng phân tử và He lỏng. Bên ngoài là khí quyển dày 1.000km gồm 82% H; 17% He, các thành phần còn lại chiếm dưới 0,25% là NH_3, CH_4, hơi nước, êtan, axetilen, P,... Mộc tinh toả nhiệt gấp 1,67 lần so với lượng nhiệt nhận được từ Mặt Trời, có từ trường gấp 12 lần từ trường Trái Đất. Mộc tinh có ba vành đai vật chất bao quanh gồm vành Quầng (Halo Ring) dày 22.800km, vành Chính (Main Ring) dày 6.400km, vành Gossamer dày 85.000km.

Thổ tinh (Saturn) có nhân đá và băng, đường kính 15.000km, lớp cùi trong là H kim loại lỏng dày 15.000km, lớp cùi ngoài là H phân tử lỏng dày 30.000km. Thổ tinh nhận được ít nhiệt từ Mặt Trời so với lượng nhiệt toả ra bên ngoài, nhiệt độ tâm khoảng 15.000^{0}C, nhiệt độ bề mặt –138^{0}C. Từ trường Thổ tinh mạnh gấp 500 lần từ trường Trái Đất. Khí quyển Thổ tinh gồm các đám mây NH_3. Thổ tinh có 7 vành đai vật chất xếp theo thứ tự từ trong ra ngoài : D, C, B, A, F, G, E. Mỗi vành đai vật chất cấu tạo từ hàng ngàn các vành nhỏ rất mảnh. Vật chất tạo nên các vành đai là các cục băng có kích thước từ hạt bụi cho đến hàng mét. Khoảng cách từ tâm Thổ tinh đến mép trong vành D là 67.000km, đến mép ngoài vành E là 480.000km. Độ dày của các vành 10–20km.

Thiên vương tinh (Uranus) có trục xoay nằm gần trùng với mặt phẳng quỹ đạo, đồng thời tự xoay từ đông sang tây, tương tự như Kim tinh. Thiên vương tinh có nhân bằng đá rắn đường kính 16.000–17.000km, chiếm tới 25% khối lượng hành tinh, lớp cùi bằng băng đá, khí NH_3 và CH_4 dày 32.000km; đại dương phủ kín bề mặt làm bằng nước và vật liệu đá. Khí quyển dày 1.000km, gồm 85% H; 12% He; 3% CH_4. Áp suất khí quyển tại bề

mặt 120kPa, bằng 1,2 lần Trái Đất. Nhiệt độ nhân Thiên vương tinh là 5.000^{0}C, bề mặt –205^{0}C. Từ trường xấp xỉ từ trường Trái Đất. Bên ngoài Thiên vương tinh có 13 vành đai vật chất bằng đá và bụi bao quanh xích đạo.

Hải vương tinh (Neptune) có nhân bằng đá đường kính 14.000km, lớp cùi bằng nước đá, CH_4 và NH_3 dày khoảng 10.000 – 15.000km. Khí quyển Hải vương tinh gồm 84% H; 12% He và 2% CH_4. Áp suất khí quyển trên bề mặt đạt 300kPa. Lượng nhiệt toả ra từ Hải vương tinh gấp 2,7 lần lượng nhiệt thu được từ Mặt Trời. Nhiệt độ nhân Hải vương tinh 5.000^{0}C, bề mặt –220^{0}C. Từ trường xấp xỉ từ trường Trái Đất. Hải vương tinh có 6 vành đai vật chất bao quanh: Galle dày 41.900km, Laverrier dày 110km, Lassell dày 4.000km, Arago dày 100km, Adams rộng 50km.

Các số liệu cơ bản về các hành tinh trong Thái Dương hệ được tập trung và trình bày trong bảng 1.1.

Bảng 1.1. Số liệu cơ bản về các hành tinh trong Thái Dương hệ

Thông số	Thuỷ tinh	Kim tinh	Trái Đất (TĐ)	Hoả tinh	Mộc tinh	Thổ tinh	Thiên vương tinh	Hải vương tinh
Các tham số quỹ đạo								
Chu kỳ quay quanh Mặt Trời								
- tính theo ngày TĐ	87,97	224,7	365,26	686,98	4.332,59	10759	30.685	90.465
- tính bằng năm TĐ	0,241	0,615	1,0	1,881	11,826	29,46	164,79	247,7
Khoảng cách TB đến M.Trời								
- tính bằng đvtv	0,387	0,723	1	1,524	5,203	9,539	19,18	30,06
- tính bằng triệu km	57,9	108,2	149,6	227,9	778,3	1.427	2.869,5	4.497
Khoảng cách đến Trái Đất (km)								
- tối thiểu	80	39 - 42	0	55 - 57	590	1.200	2.700	4.347
- tối đa	219	257	0	380 - 400	965	1.650	3.100	4.647
Độ nghiêng của quỹ đạo so với hoàng đạo	7^{0}00	3^{0}24'	0	1^{0}51'	1^{0}18'	2^{0}29'	0^{0}46'	1^{0}46'
Vận tốc quay quanh Mặt Trời (km/s)	47,89	35,03	29,79	24,13	13,06	9,64	6,81	5,43
Số vệ tinh đã biết	0	0	1	2	63	47	27	13

Thông số	Thuỷ tinh	Kim tinh	Trái Đất (TĐ)	Hoả tinh	Mộc tinh	Thổ tinh	Thiên vương tinh	Hải vương tinh
Các thông số chuyển động quanh trục								
Chu kỳ xoay tính bằng đơn vị TĐ	58,65 ngày	243 ngày	23h56'4"	24h37'23"	9h50'30"	10h14'	17h14'	16h07'
Ngày M.Trời TB tính bằng đơn vị TĐ	175,9 ngày	116,8 ngày	24h00	24h39'35"	9h50'30"	10h14'	17h14'	16h07'
Đường kính xích đạo								
- tính bằng km	4.878	12.105	12.756	6.794	142.984	120.536	51.118	49.528
- so với TĐ	0,38	0,95	1	0,53	11,21	9,46	4,01	3,88
Thể tích so với TĐ	0,055	0,86	1	0,15	1.300	770	61	57,7
Khối lượng so với TĐ	0.0553	0,815	1	0,1074	317,892	95,168	14,54	17,23
Khối lượng riêng (g/cm^3)	5,44	5,24	5,52	3,94	1,33	0,69	1,28	1,66
Gia tốc ở bề mặt xích đạo so với TĐ	0,28	0,85	1	0,38	2,35	1,2	0,9	1,15
Tốc độ thoát ly (tốc độ vũ trụ cấp II) (km/s)	4,25	10,36	11,18	5,02	59,85	35,37	21,55	23,27
Hằng số M.Trời								
- tính bằng MW/cm^2	910	261	136	59	5,0	1,5	0,37	0,15
- so với TĐ	6,7	1,9	1	0,43	0,037	0,011	0,0027	0,0011
Albedo	0,07	0,65	0,37-0,39	0,14-0,16	0,45	0,5	0,42-0,93	0,49-0,84

Các vệ tinh trong Thái Dương hệ

Trừ Thuỷ tinh và Kim tinh, các hành tinh trong Thái Dương hệ đều có các vệ tinh quay quanh mình với số lượng rất khác nhau, ít nhất là Trái Đất có một vệ tinh và nhiều nhất là Mộc tinh có tới 63 vệ tinh. Nhiều vệ tinh của các hành tinh có cấu tạo tương tự như các hành tinh gồm nhân, lớp cùi, khí quyển bao quanh. Dưới đây chỉ tập trung giới thiệu Mặt Trăng, vệ tinh duy nhất, giữ vai trò quan trọng trong đời sống và các quá trình tự nhiên xảy ra trên Trái Đất.

**Mặt Trăng* có đường kính trung bình 3.474 - 3.476km, xấp xỉ 0,2725 đường kính Trái Đất; khối lượng $7,34.10^{22}$kg, tương đương 0,0123 khối lượng Trái Đất; thể tích $2,2.10^{10}km^3$, tương đương 0,0203 thể tích Trái Đất; diện tích bề mặt 37,96 triệu km^2, tương ứng 7,43% diện tích Trái Đất; gia tốc trọng trường $1,623m/s^2$, tương ứng 16,6% gia tốc trọng trường của Trái Đất; tốc độ vũ trụ cấp II là 2,38km/s.



Hình 1.20. Trái Đất và Mặt Trăng

**Vành đai tiểu hành tinh*

Tiểu hành tinh là các hành tinh nhỏ bằng đá và sắt, có kích thước gần 1.000km, quay quanh Mặt Trời theo các quỹ đạo hình ellip. Các vật thể nhỏ hơn 100m thường được gọi là *vân tinh*.

Theo thống kê, hiện nay trong Thái Dương hệ, người ta tìm ra khoảng hơn 30 tiểu hành tinh có đường kính trên 200km, 800 tiểu hành tinh đường kính 80 – 200km. Đến cuối năm 2005, người ta đã xác định được quỹ đạo của hơn 120.000 tiểu hành tinh. Lúc đầu chúng được đặt tên theo tên các vị thần, phụ nữ, đàn ông, các nhà khoa học và ký hiệu.

Khoảng 98% tiểu hành tinh tập trung ở vành đai tiểu hành tinh nằm giữa quỹ đạo của Sao Hoả và Sao Mộc. Một số khác có thể nằm ở vành đai Kuiper phía ngoài quỹ đạo Sao Hải Vương.

Quỹ đạo của các tiểu hành tinh tương đối thuôn dài, tuy nhiên, tâm sai ít khi vượt quá 0,4 (trung bình là 0,15). Độ nghiêng của chúng so với hoàng đạo thường chỉ vài độ. Chu kỳ quay quanh Trái Đất của các tiểu hành tinh thường là 3–9 năm.

Các nhà thiên văn cho rằng, vành đai tiểu hành tinh là lượng vật chất có từ thời sơ khai của Thái Dương hệ và không thể kết tụ nổi thành một hành tinh vì chịu sức hút cản phá mạnh của Sao Mộc. Có thể vành đai tiểu hành tinh là một hành tinh chưa hoàn thành. Toàn bộ khối lượng các tiểu hành tinh khoảng $2{,}3.10^{18}$ tấn (bằng 3% khối lượng của Mặt Trăng).

Vành đai Kuiper (Kuiper Belt) (hình 1.22) là khu vực vành đai chứa các thiên thể đá và băng (sao chổi và các tiểu hành tinh) nằm cách Mặt Trời

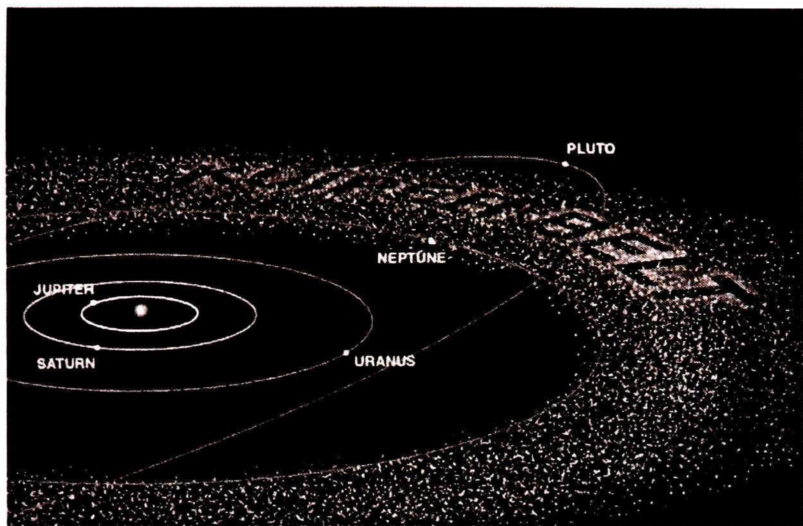
khoảng 4,5–7,5 tỉ km. Hiện nay người ta phát hiện ra vành đai này có khoảng 70.000 vật thể đường kính lớn hơn 100km. Đến năm 1998, Hiệp hội Thiên văn Quốc tế đã xếp Sao Diêm Vương và vệ tinh Charon của nó vào vành đai này.



Hình 1.21. Tiểu hành tinh

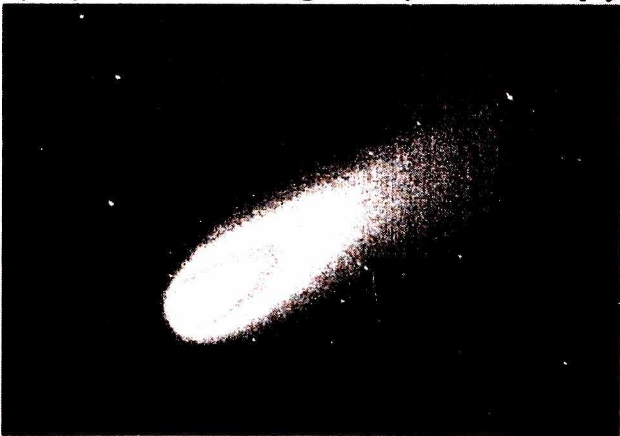
Vành đai này có hình xuyến cầu, chứa khoảng vài nghìn tỉ sao chổi nhưng tổng khối lượng của chúng có lẽ không vượt quá khối lượng của một hành tinh cỡ Sao Thiên Vương hay sao Hải Vương. Vành đai này thực tế bắt đầu bên trong quỹ đạo Sao Hải Vương, gồm những mảnh vỡ giống với vành đai các tiểu hành tinh nhưng được tạo thành chủ yếu từ băng và rộng lớn hơn. Nó nằm ở khoảng giữa 30 AU và 50 AU tính từ Mặt Trời. Vùng này được cho là nơi khởi nguồn của những sao chổi ngắn hạn, như sao chổi Halley. Mặc dù người ta ước tính có khoảng 70.000 vật thể ở vành đai Kuiper có đường kính lớn hơn 100km, tổng khối lượng của vành đai Kuiper rất nhỏ, có lẽ tương đương hay hơi lớn hơn khối lượng Trái Đất. Nhiều vật thể ở vành đai Kuiper có quỹ đạo bên ngoài mặt phẳng hoàng đạo. Sao Diêm Vương được coi là một phần của vành đai Kuiper. Giống như những vật thể khác trong vành đai, nó có quỹ đạo lệch tâm nghiêng 17 độ so với mặt phẳng hoàng đạo và ở khoảng cách từ 29,7 AU ở điểm gần nhất đến 49,5 AU ở điểm xa nhất. Các vật thể thuộc vành đai Kuiper có quỹ đạo giống với Sao Diêm Vương được gọi là thiên thể kiểu Diêm Vương Tinh. Một số vật thể có quỹ đạo tương tự nhau cũng được gộp thành nhóm.

Những vật thể còn lại của vành đai Kuiper với các quỹ đạo "truyền thống" hơn, được xếp vào loại thiên thể ngoài Sao Hải Vương (*Cubewanos*).



Hình 1.22. Vành đai Kuiper

Sao chổi (Comet) là các thiên thể nhỏ bằng băng và bụi chuyển động trên những quỹ đạo thuôn dài, khi đến gần Mặt Trời thì hình thành đuôi sáng. Các sao chổi phần lớn được tạo thành từ băng dễ bay hơi và có quỹ đạo rất lệch tâm, thường điểm cận nhật ở bên trong quỹ đạo của các hành tinh vòng trong và điểm viễn nhật xa bên ngoài Sao Diêm Vương. Các sao chổi chu kỳ ngắn có điểm viễn nhật ở gần hơn, tuy nhiên, một sao chổi già thường bị bay hơi hết những gì có thể bay được khi đi qua gần Mặt Trời, thường có nhiều đặc tính của tiểu hành tinh. Các sao chổi chu kỳ dài có chu kỳ kéo dài hàng nghìn năm. Một số sao chổi có quỹ đạo hình hyperbol có thể có nguồn gốc bên ngoài Hệ Mặt Trời. Khi ở xa Mặt Trời, sao chổi chỉ gồm một nhân bằng băng “bẩn” và bụi, đôi khi có cả các mẩu đá và không nhìn được bằng mắt thường. Khi tới gần Mặt Trời, băng thăng hoa, khí và bụi thoát ra từ nhân tạo thành lớp vỏ sáng, tạo thành đầu và tóc sao chổi, đó chính là khí quyển của sao chổi. Gió Mặt Trời thổi tóc sao chổi về



Hình 1.23. Sao chổi

hướng đối diện với hướng Mặt Trời tạo thành đuôi sao chổi (khí dạng plasma) mảnh, thẳng và có màu hơi xanh, kéo dài hàng trăm triệu km. Khi tiến lại gần Mặt Trời, đuôi sao chổi đi sau đầu nhưng khi xa Mặt Trời, đuôi của nó lại đi trước.

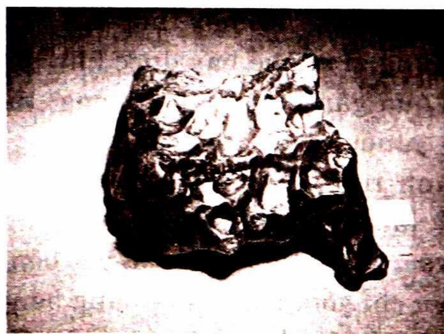
Nhân của sao chổi có kích thước khoảng 1 tới vài chục km. Đầu và tóc sao chổi thường có kích thước 50.000–250.000km. Khối lượng sao chổi rất bé, chỉ bằng một phần triệu khối lượng của Trái Đất. Tổng khối lượng tất cả các sao chổi có lẽ bằng 1/10 khối lượng của Trái Đất. Các sao chổi dài hạn (chu kỳ dài từ 200 năm trở lên) cư trú ở đám mây Oort rìa hệ Mặt Trời. Trong vành đai Kuiper cũng có khoảng 100 triệu sao chổi ngắn hạn. Vận tốc của sao chổi thay đổi từ hơn 1.000km/h ở khoảng cách không xa Mặt Trời cho tới 2 triệu km/h khi tới gần Mặt Trời. Từ thời thượng cổ đến nay đã ghi nhận được 1.200–1.800 lần sao chổi xuất hiện. Hiện nay, hằng năm người ta tìm ra được 20–30 sao chổi mà phần lớn không nhìn thấy được bằng mắt thường. Sao chổi được hình thành ở rìa hệ Mặt Trời phía ngoài Sao Hải Vương. Nơi này chịu rất ít lực hấp dẫn từ trung tâm nên vật chất không rơi vào đĩa tiền Mặt Trời để trở thành Mặt Trời và các hành tinh. Tại đây, nhiệt độ cũng rất thấp khiến cho các chất như carbonic, metan và nước đều bị đóng băng

Thiên thạch (Meteorite): là phần còn sót lại (chưa cháy hết) rơi xuống Trái Đất của các tiểu hành tinh. Hằng năm có tới gần 200.000 thiên thạch rơi xuống Trái Đất. Trung bình cứ 30 năm lại có một thiên thạch nặng 50 tấn rơi xuống đất. Thiên thạch hầu hết là các mảnh sao của các tiểu hành tinh, một số là mảnh nhân của sao chổi và bị vỡ thành nhiều mảnh trước khi rơi xuống đất. Người ta chia thiên thạch thành 3 loại:

– Thiên thạch đá: thường cấu tạo từ các khoáng silicat (olivin và pyroxen). Thiên thạch đá chiếm 92% thiên thạch và được chia thành 2 dạng là: thiên thạch hạt (chondrit) chiếm 84% lượng thiên thạch và thiên thạch không hạt.

– Thiên thạch sắt: gồm sắt (92%), niken (7%) và một lượng khoáng chất nhỏ. Dạng thiên thạch này chiếm 6% số lượng các thiên thạch.

– Thiên thạch sắt–đá: là loại trung gian giữa thiên thạch đá và thiên thạch sắt, trong đó sắt và niken chiếm khoảng một nửa, silicat chiếm khoảng một nửa khối lượng của thiên thạch. Dạng thiên thạch này chiếm khoảng 2% số lượng thiên thạch.



Hình 1.24. Thiên thạch sắt

– Ngày nay, người ta còn xác định được tectit là các mảnh đá của Trái Đất bị bắn lên không trung rồi rơi trở lại Trái Đất chứ không phải có nguồn gốc từ ngoài Trái Đất.

1.2. CÁC HỌC THUYẾT VỀ NGUỒN GỐC VŨ TRỤ, THÁI DƯƠNG HỆ VÀ TRÁI ĐẤT

1.2.1. Lý thuyết Vụ nổ lớn và nguồn gốc vũ trụ

Lý thuyết Vụ nổ lớn được đưa ra dựa trên cơ sở các thành tựu của lý thuyết và thực nghiệm. Về mặt thực nghiệm, năm 1910, nhà khoa học Vesto Slipher và sau này là Carl Wilhelm Wirtz đã xác định rằng, hầu hết các tinh vân hình xoáy ốc đang rời xa Trái Đất, nhưng họ không nhận ra ý nghĩa của việc này, họ cũng không nhận ra được các tinh vân đó là các thiên hà ở ngoài Ngân Hà của chúng ta. Cũng vào những năm 1910, lý thuyết tương đối rộng của Albert Einstein thừa nhận một vũ trụ không tĩnh tại. Vũ trụ được mô tả bằng một tensơ metric, là một vũ trụ đang giãn nở hoặc đang co lại. Nhưng bản thân Einstein lại cho rằng một vũ trụ như thế là sai và ông đã bổ sung một hằng số vũ trụ, có tác dụng như một lực hút để có thể mô tả một vũ trụ tĩnh tại. Người đầu tiên nghiên cứu thuyết tương đối rộng một cách nghiêm túc mà không cần đến hằng số vũ trụ là Alexander Friedmann, và ông đưa ra các phương trình mô tả cho vũ trụ Friedmann–Lematre–Robertson–Walker. Năm 1927, một thầy tu người Bỉ tên là Georges Lematre cũng đưa ra các phương trình Friedmann–Lematre–Robertson–Walker một cách độc lập dựa trên các quan sát về sự lùi xa của các tinh vân hình xoáy ốc, và giả thiết rằng vũ trụ bắt đầu từ một "vụ nổ" của một "nguyên tử nguyên thủy", sau này gọi là "Vụ nổ lớn".

Năm 1929, Edwin Hubble đã đưa ra các cơ sở thực nghiệm cho lý thuyết của Lematre. Hubble chứng minh rằng, các tinh vân hình xoáy ốc là các thiên hà và ông đo khoảng cách giữa chúng bằng các ngôi sao Cepheid. Ông phát hiện ra rằng các thiên hà đang rời ra xa chúng ta theo tất cả các hướng với vận tốc tỉ lệ với khoảng cách giữa chúng. Sự giãn nở này được gọi là định luật Hubble. Do sự giới hạn của nguyên lý vũ trụ, định luật Hubble gợi ý rằng vũ trụ đang giãn nở. Điều này cho phép hai khả năng trái ngược nhau có thể xảy ra. Khả năng thứ nhất là lý thuyết về Vụ nổ lớn của Lematre, và sau đó được George Gamow mở rộng là đúng. Khả năng thứ hai là vũ trụ tuân theo mô hình trạng thái dừng của Fred Hoyle, trong đó, vật chất được tạo ra khi các thiên hà chuyển động ra xa khỏi nhau. Theo mô hình của Hoyle, vũ trụ gần như không đổi theo thời gian. Thực ra chính Hoyle là người đã đặt tên cho lý thuyết của Lematre một cách mỉa mai trên

một chương trình của đài BBC vào năm 1949 là Vụ nổ lớn, đến năm 1950 cái tên trên mới được in ở trên các bài báo.

Trong rất nhiều năm, ý tưởng này vẫn gây nhiều tranh cãi. Tuy nhiên, có nhiều bằng chứng thực nghiệm ủng hộ ý tưởng cho rằng vũ trụ bắt đầu từ một trạng thái đặc nóng. Từ khám phá bức xạ phông vi sóng vũ trụ vào năm 1965 thì lý thuyết Vụ nổ lớn được coi là lý thuyết tốt nhất để mô tả nguồn gốc và tiến hóa của vũ trụ. Trước những năm cuối của thập kỷ 1960, rất nhiều nhà vũ trụ học nghĩ rằng điểm kỳ dị có mật độ vô hạn tại thời điểm bắt đầu của thời gian trong mô hình vũ trụ của Friedmann có thể không đúng nếu trước đó, vũ trụ ở pha co lại nhưng khi đến gần các thiên hà trượt qua nhau và chuyển sang pha giãn nở như hiện nay. Richard Tolman gọi vũ trụ như thế là vũ trụ dao động. Tuy nhiên, vào những năm 1960, Stephen Hawking và những người khác chứng minh rằng vũ trụ như thế không thể tồn tại và điểm kỳ dị là một đặc điểm quan trọng nhất của vật lý được mô tả bằng lý thuyết hấp dẫn của Einstein. Điều này thuyết phục phần lớn các nhà vũ trụ học chấp nhận vũ trụ được mô tả bằng thuyết tương đối rộng được sinh ra tại một thời điểm hữu hạn trong quá khứ. Tuy nhiên, vì thuyết hấp dẫn lượng tử chưa hoàn thiện nên không có cách nào kiểm chứng điểm kỳ dị tại Vụ nổ lớn là một điểm khởi đầu cho vũ trụ và cũng không thể nào nói rằng vũ trụ có tuổi vô hạn. Ngày nay, tất cả các công trình lý thuyết về vũ trụ học đều là phần mở rộng hoặc hiệu chỉnh lại lý thuyết Vụ nổ lớn ban đầu. Rất nhiều các công trình hiện nay về vũ trụ học bao gồm việc nghiên cứu sự hình thành của các thiên hà trong bối cảnh sau Vụ nổ lớn, tìm hiểu cái gì đã xảy ra tại Vụ nổ lớn và so sánh các kết quả thực nghiệm với lý thuyết. Việc nghiên cứu về Vụ nổ lớn có những bước tiến bộ vượt bậc vào những năm 1990 và những đầu năm của thế kỷ XXI nhờ sự phát triển của kỹ thuật kính thiên văn kết hợp với một lượng lớn các dữ liệu vệ tinh như máy thăm dò phông vũ trụ (COBE), kính thiên văn không gian Hubble và máy dò dị hướng vi sóng Wilkinson (WMAP). Các dữ liệu này cho phép các nhà vũ trụ học tính toán nhiều thông số về Vụ nổ lớn với độ chính xác cao và cho ra khám phá bất ngờ là sự giãn nở của vũ trụ không phải là đều mà đang được gia tốc.

Theo lý thuyết Vụ nổ lớn, vũ trụ ra đời từ một vụ nổ lớn diễn ra trong quá khứ cách chúng ta 15 tỉ năm. Quá trình tiến hoá của vũ trụ từ thời điểm đó đến nay như trên bảng 1.2.

Sự ủng hộ của cộng đồng khoa học cho lý thuyết vụ nổ lớn dựa trên ba bằng chứng khoa học lớn của thế kỷ : kết quả quan sát sự dịch chuyển về phía vạch đỏ của quang phổ từ các thiên hà, bức xạ tàn dư hay bức xạ phông vũ trụ, khả năng tiên đoán của lý thuyết.

Bảng 1.2. Các mốc tiến hoá của vũ trụ theo lý thuyết Vụ nổ lớn

Mốc thời gian	Đặc điểm vũ trụ và quá trình tiến hoá
t = 0	Vũ trụ ra đời, nhiệt độ và mật độ vật chất vô cùng lớn.
$t = 10^{-43}s$	Nhiệt độ $T \geq 10^{32}K$, kích thước vũ trụ $d = 10^{-32}cm$, mật độ vật chất $m = 10^{94}g/cm^3$.
$t = 10^{-35}s$	Nhiệt độ $T = 10^{27}K$, thể tích tăng lên 10^{150} lần, kích thước tăng 10^{50} lần, vũ trụ giãn nở theo hàm số mũ, hình thành các hạt quark, lepton (electron, nơtrino) và các phản hạt của chúng, các hạt ánh sáng (photon) chiếm ưu thế.
$t = 10^{-6}s$	Nhiệt độ $T = 10^{13}K$, kích thước vũ trụ xấp xỉ kích thước hệ Mặt Trời, các hạt quark và phản quark kết hợp với nhau thành các hadron (proton, nơtron và các phản hạt của chúng), các hadron chiếm ưu thế.
$t = 10^{-3}s$	Nhiệt độ $T = 10^{12}K$, các lepton (electron và nơtrino) chiếm ưu thế và cân bằng với các photon.
t = 1s	$T = 6.10^9 - 10^{10}K$, mật độ vật chất $m = 100kg/cm^3$, vũ trụ chấm dứt thời kỳ hạt, bước vào thời kỳ bức xạ kéo dài 380.000 năm sau, vũ trụ giãn nở với căn bậc hai ($t^{1/2}$) của thời gian, proton và nơtron bắt đầu kết hợp với nhau để tạo ra dôton (hạt nhân của dơteri).
t = 100s	$T = 10^9K$, thời kỳ tổng hợp hạt nhân, dơteri kết hợp với nơtron tạo ra He^3, He^3 kết hợp với proton để tạo ra He^4. Vũ trụ bao gồm các hạt nhân hidro (chiếm khoảng 3/4) và heli (khoảng 1/4).
t = 15 phút	$T = 10^6K$, kết thúc thời kỳ tổng hợp hạt nhân nguyên thuỷ, vũ trụ tiếp tục nở và lạnh đi.
t = 300.000 đến 400.000 năm	T = 3.000K, bắt đầu thời kỳ vật chất, electron kết hợp với các hạt nhân để tạo ra các nguyên tử (hidro và heli), vật chất và bức xạ tách rời nhau, vũ trụ giãn nở theo hàm luỹ thừa của thời gian $t^{2/3}$.
t = 200 triệu năm	Những ngôi sao đầu tiên ra đời.
t = 1 tỉ năm	Hình thành các thiên hà và các quark đầu tiên.
t = 10,4 tỉ năm	Hình thành Thái dương hệ – hệ Mặt Trời của Trái Đất.
Hiện nay t = 15 tỉ năm	T = 2,7535 - 3K.

Hiện tượng dịch chuyển của vạch quang phổ trong các thiên hà đã được giải thích theo hiệu ứng Dopler do sự chuyển động xa dần của các thiên hà trên so với Trái Đất. Năm 1929, Edwin Hubble đã phát hiện sự chuyển dịch về phía vạch đỏ có hệ thống của các thiên hà xa xôi và sự chuyển dịch này tỉ lệ với khoảng cách đến các thiên hà : $v = Hr$, trong đó v là vận tốc xa rời của thiên hà đối với người quan sát, r là khoảng cách đến thiên hà, H là hằng số Hubble, ước tính $H = 70 \pm 15km/(sMpc)$. (1pc = khoảng cách đến một ngôi sao tương ứng với thị sai bằng 1 giây cung = $3,0857.10^{13}km$ = 3,26 năm ánh sáng ; 1Mpc = 1.000.000pc). Như vậy, nếu một thiên hà ở cách chúng ta 1Mpc = 3,26 triệu năm ánh sáng, đã và đang rời xa chúng ta với tốc độ $70 \pm 15km/s$.

Bức xạ tàn dư đã được Arno Penzias và Robert Wilson phát hiện năm 1965 bằng kính thiên văn vô tuyến, theo đó bức xạ vi ba trên bước sóng 3cm đẳng hướng và tràn ngập vũ trụ, tương ứng bức xạ của vật đen có nhiệt độ $2,7^0$K. Theo lý thuyết Vụ nổ lớn, bức xạ này đã được vũ trụ sơ khai có tuổi khoảng 380.000 - 400.000 năm phát ra dưới dạng tia tử ngoại. Trong quá trình giãn nở của vũ trụ sơ khai sau đó, bức xạ này chuyển từ bước sóng ánh sáng tử ngoại sang ánh sáng nhìn thấy, hồng ngoại và ngày nay là điện tử vi ba. Bức xạ này đã được tiên đoán theo lý thuyết vũ trụ nóng của G. Gamow từ năm 1948. Bức xạ tàn dư tồn tại trên các bước sóng từ vài phần mm đến 50cm, tương ứng với bức xạ nhiệt của vật đen tuyệt đối là 2,735K. Nhiệt độ bức xạ tàn dư đó hầu như không đổi trong mọi điểm của vũ trụ.

Thuyết Vụ nổ lớn tiên đoán đúng bức xạ tàn dư của vũ trụ, tỉ lệ phổ biến của các nguyên tố H chiếm khoảng 3/4 khối lượng, He chiếm khoảng 1/4 khối lượng trong các quan sát vũ trụ hiện nay. Cơ sở của lý thuyết Vụ nổ lớn là lý thuyết tương đối của Albert Einstein. Các dự báo và tiên đoán đúng của lý thuyết tương đối như (vật chất tối, thấu kính hấp dẫn v.v...) càng làm cho số người tin tưởng vào lý thuyết Vụ nổ lớn ngày càng tăng.

Dựa trên các phép đo về sự giãn nở của vũ trụ bằng siêu tân tinh loại I, phép đo sự trồi sụt của bức xạ phông vi sóng vũ trụ và phép đo hàm liên kết của các thiên hà, xác định được tuổi của vũ trụ là $13,7 \pm 0,2$ tỉ năm. Kết quả giống nhau của ba phép đo độc lập này được coi là bằng chứng thuyết phục của mô hình Lambda-CDM mô tả chi tiết tính chất của vũ trụ.

Vũ trụ vào giai đoạn sớm là một vũ trụ đồng nhất và đẳng hướng với mật độ, năng lượng, nhiệt độ và áp suất cực cao. Sau đó vũ trụ nở ra, lạnh đi và trải qua một quá trình chuyển pha giống như sự ngưng tụ của hơi nước hoặc sự đóng băng của nước khi nhiệt độ giảm xuống, tất nhiên là không phải sự chuyển pha của phân tử nước mà là của các hạt cơ bản.

Khoảng 10^{-35} giây sau kỷ nguyên Planck, một loại chuyển pha làm cho vũ trụ trải qua giai đoạn phát triển theo hàm mũ được gọi là giai đoạn lạm phát vũ trụ. Sau khi quá trình lạm phát kết thúc, thành phần của vũ trụ gồm các plasma quark-gluon (gồm tất cả các hạt khác, một số thực nghiệm gần đây gợi ý có thể vũ trụ lúc đó là một loại chất lỏng quark-gluon)[1]. Các hạt này đều chuyển động tương đối. Khi vũ trụ tiếp tục gia tăng kích thước thì nhiệt độ tiếp tục giảm. Tại một nhiệt độ nhất định, một giai đoạn mà hiện nay người ta vẫn chưa biết hết về nó gọi là quá trình sinh hạt baryon, tại đó, quark và gluon kết hợp với nhau để tạo nên các hạt baryon, như là proton và nơtron, và bằng cách nào đó thể hiện tính phi đối xứng giữa vật chất và phản vật chất. Nếu tiếp tục hạ nhiệt độ thì sẽ dẫn đến nhiều quá trình chuyển pha có tính đối xứng bị phá vỡ hơn và làm cho các lực vật lý và các hạt cơ bản tồn tại ở trạng thái như chúng ta thấy ngày nay. Sau đó, một số proton và nơtron kết hợp với nhau để hình thành các hạt nhân nguyên tử dơteri và heli, quá trình này gọi là sự tổng hợp hạt nhân Vụ nổ lớn. Khi vũ trụ tiếp tục bị nguội đi, vật chất không còn chuyển động với vận tốc tương đối nữa và mật độ năng

lượng do khối lượng nghỉ thể hiện dưới dạng hấp dẫn sẽ thống trị mật độ năng lượng thể hiện dưới dạng bức xạ. Khoảng 300.000 năm sau Vụ nổ lớn, các điện tử và các hạt nhân kết hợp với nhau tạo nên các nguyên tử (phần lớn là H); do đó, bức xạ được tách khỏi vật chất và tiếp tục truyền trong không gian mà hầu như không bị cản trở. Dấu vết của bức xạ này tồn tại đến ngày nay chính là bức xạ phông vi sóng.

Theo thời gian, một số vùng có mật độ vật chất cao hơn sẽ hút nhau do lực hấp dẫn và càng làm cho các vùng đó đặc hơn nữa để hình thành nên các đám mây vật chất, các ngôi sao, thiên hà và các cấu trúc vũ trụ mà chúng ta quan sát được ngày nay. Chi tiết của quá trình này phụ thuộc vào lượng và loại vật chất trong vũ trụ. Có ba loại vật chất được biết là vật chất tối lạnh, vật chất tối nóng và vật chất thường. Các phép đo thực nghiệm cho thấy dạng vật chất tối lạnh thống trị vũ trụ, nó chiếm đến hơn 80% khối lượng, trong khi hai loại vật chất kia chỉ chiếm chưa đến 20% khối lượng.

Vũ trụ hiện nay có vẻ như bị thống trị bởi một dạng năng lượng bí ẩn được gọi là năng lượng tối. Khoảng 70% mật độ năng lượng toàn phần của vũ trụ tồn tại ở dạng này. Sự có mặt của dạng năng lượng này được suy ra từ sai khác giữa sự giãn nở của vũ trụ và công thức liên hệ giữa tốc độ – khoảng cách làm cho thời gian giãn nở nhanh hơn trông đợi tại các khoảng cách lớn. Năng lượng tối xuất hiện như là một hằng số vũ trụ trong các phương trình Einstein của lý thuyết tương đối rộng. Nhưng bản chất chi tiết về phương trình trạng thái và mối liên hệ với mô hình chuẩn của vật lý hạt vẫn chưa sáng tỏ, cần được nghiên cứu cả về lý thuyết lẫn thực nghiệm.

1.2.2. Các lý thuyết về nguồn gốc Thái dương hệ và Trái Đất

Lý thuyết hợp lý về nguồn gốc Thái dương hệ gắn liền với lý thuyết về nguồn gốc Trái Đất, đồng thời phải thỏa mãn một số đặc trưng của Thái Dương hệ, cụ thể :

Tuổi của thiên thể trong Thái Dương hệ (4,5 tỉ năm đến 5,5 tỉ năm) thấp hơn nhiều tuổi của vũ trụ (khoảng 15 tỉ năm). Các hành tinh trong hệ chia làm hai nhóm có kích thước và khối lượng khác biệt nhau (nhóm hành tinh kiểu Trái Đất có kích thước bé nhưng tỉ trọng lớn, ngược với nhóm hành tinh kiểu Mộc tinh kích thước khổng lồ nhưng tỉ trọng thấp).

Quỹ đạo của các hành tinh nằm gần như trong mặt phẳng xích đạo của Mặt Trời, chiều tự quay của Mặt Trời và của các hành tinh, cũng như chiều chuyển động của các hành tinh và các vệ tinh đều thống nhất cùng một hướng, từ Tây sang Đông.

Khối lượng Mặt Trời chiếm 99,8% khối lượng của hệ, trong khi các momen động lượng của các hành tinh chiếm đến 98%.

Từ thế kỷ XVII đến nay đã có hàng chục giả thuyết về nguồn gốc Trái Đất và Thái dương hệ, trong số đó có ba giả thuyết đáng chú ý là giả thuyết của Kant, của Laplace và Otto–Smith. Cả ba giả thiết đều không đề cập

đến thành phần và nguồn gốc vật chất tạo nên Thái Dương hệ ban đầu, xem nó là những thứ đã có sẵn trong vũ trụ trước đó.

Giả thuyết của Kant: Năm 1755, trong cuốn sách "Lịch sử tự nhiên và thuyết về bầu trời" đã đưa ra giả thuyết : đầu tiên không gian vũ trụ chứa vật chất nguyên thuỷ ở trạng thái chuyển động hỗn loạn. Dưới tác động của lực hút và lực đẩy, vật chất dần dần hình thành những vật có hình dạng giới hạn. Mặt Trời và các hành tinh trong Thái Dương hệ được tạo thành do hậu quả gắn kết của các hạt bụi vật chất nguyên thuỷ trên.

Giả thuyết của Laplace: Năm 1796, trong cuốn "Luận về hệ thống thế giới" Laplace cho rằng : Hệ Mặt Trời được hình thành từ một thiên thể nóng bỏng khổng lồ quay chậm. Dưới tác động của lực hấp dẫn, thiên thể ban đầu co nén lại, quay nhanh dần và chuyển thành dạng dẹt như quả bàng. Khi trọng lực ở xích đạo cân bằng với lực ly tâm thì một phần vật chất của thiên thể từ vùng xích đạo tách ra để hình thành một vành đai bao quanh và quay quanh thiên thể. Phần thiên thể còn lại tạo nên Mặt Trời, còn vành đai bị nguội dần, bị đứt ra và tích tụ lại trở thành hành tinh. Quá trình này lặp lại để tạo ra các hành tinh và các vệ tinh trong toàn bộ Thái Dương hệ. Giả thuyết của Kant và Laplace giải thích tốt đặc điểm quỹ đạo và chiều chuyển động của các hành tinh và vệ tinh, nhưng không lý giải được sự phân chia 2 kiểu nhóm hành tinh trong Thái Dương hệ.

Giả thuyết của Otto–Smith: Otto–Smith cho rằng thiên thể ban đầu của Thái dương hệ là Mặt Trời, trong khi chuyển động quanh tâm thiên hà đã bắt gặp một đám mây bụi vật chất, đã lôi kéo đám mây bụi này chuyển động quanh mình. Trong quá trình tiếp theo, bụi vật chất trong đám mây va chạm, hấp dẫn nhau hình thành nên các tâm hành tinh và vệ tinh trong Thái Dương hệ. Giả thuyết Otto–Smith có khả năng giải thích được chiều chuyển động của các hành tinh và thực tế khác biệt của 2 nhóm hành tinh kiểu Trái Đất và kiểu Mộc tinh, nhưng khó giải thích được việc quỹ đạo của các hành tinh nằm gần như trong mặt phẳng xích đạo của Mặt Trời, v.v...

1.3. QUY LUẬT CHUYỂN ĐỘNG VÀ CÁC ĐẶC ĐIỂM CỦA TRÁI ĐẤT

1.3.1. Chuyển động của Trái Đất quanh Mặt Trời – Chu trình năm

Mô hình nhật tâm được Nicolas Copernic đưa ra năm 1543 thay thế mô hình địa tâm của Ptolemy tồn tại từ thế kỷ thứ II sau Công nguyên. Theo Copernic, Trái Đất và các hành tinh khác chuyển động trong quỹ đạo lấy Mặt Trời làm tâm. Nhà khoa học Đức Kepler đã chứng minh bằng số liệu thực nghiệm ba định luật nổi tiếng: 1) Các hành tinh chuyển động quanh Mặt Trời theo quỹ đạo ellip mà Mặt Trời nằm tại một trong hai tiêu điểm của ellip quỹ đạo; 2) Bán kính vectơ của mỗi hành tinh quét những diện tích bằng nhau trong những thời gian bằng nhau; 3) Bình phương chu kỳ chuyển động của hành tinh quanh Mặt Trời tỉ lệ với lập phương bán trục lớn của quỹ đạo ellip. Nhà bác học Anh Isac Newton đã phát hiện ra lực hấp

dẫn duy trì chuyển động của các hành tinh quanh Mặt Trời, tạo nên gia tốc hướng tâm của thiên thể. Lực hấp dẫn tồn tại như một quy luật phổ biến của tự nhiên, lực hấp dẫn của hai vật tỉ lệ thuận với tích khối lượng của chúng và tỉ lệ nghịch với bình phương khoảng cách giữa chúng theo công thức :

$F = -GMm/r^2$

Trong đó, G là hằng số hấp dẫn, trong hệ SI: $G = 6{,}67.10^{-11} Nm^2/kg^2$.

Trái Đất chuyển động quanh Mặt Trời theo quỹ đạo gần như tròn. Mặt phẳng quỹ đạo Trái Đất quanh Mặt Trời cắt thiên cầu theo đường tròn gọi là hoàng đạo. Thời gian hoàn thành một vòng quay của Trái Đất quanh Mặt Trời là 365,26 ngày Trái Đất. Với khoảng cách so với Mặt Trời 149,6 triệu km, tốc độ của Trái Đất trên quỹ đạo quanh Mặt Trời là 29,79km/s.

1.3.2. Chuyển động của Trái Đất quanh trục – Chu trình ngày đêm

Trục quay của Trái Đất không cố định mà xoay đảo xung quanh hoàng cực (trục vuông góc với mặt phẳng hoàng đạo) một góc $23{,}5^{o}$ theo chiều ngược với chiều quay của trục, quét thành một hình nón trong không gian. Đó là hiện tượng *tiến động* của trục Trái Đất với chu kỳ khoảng 25.800 năm. Tiến động làm thay đổi hệ toạ độ xích đạo trên thiên cầu và làm điểm xuân phân dịch chuyển về phía tây (ngược chiều chuyển động của Mặt Trời) trên hoàng đạo khoảng 50,26 giây/năm và quay hết một vòng hết 25.800 năm. Đó là hiện tượng *tuế sai của điểm phân*. Kết quả là hằng năm, Mặt Trời tới điểm xuân phân sớm hơn 20 phút 24 giây so với một vòng quay biểu kiến trên thiên cầu. Đó chính là sự chênh lệch giữa năm xuân phân và năm sao (thay đổi trong khoảng ± 20 giây). Chương động là những dao động ngắn và nhỏ kiểu "gật gù" của trục xoay Trái Đất, làm thay đổi độ nghiêng của Trái Đất khoảng 9,2 giây quanh vị trí trung bình với chu kỳ 18,6 năm (gọi là hằng số chương động). Chương động kết hợp với tiến động làm cho trục xoay của Trái Đất chuyển động theo hình sin quanh một hình nón tiến động.

Ngoài ra, cực Trái Đất còn di chuyển xung quanh vị trí trung bình, gọi là chuyển động (hay dao động) Chandler. Khi di chuyển, cực bắc vẽ ra một quỹ đạo phức tạp gọi là đường polhodie. Sự dịch chuyển này diễn ra trong phạm vi vòng tròn bán kính khoảng 10–12m, tâm là vị trí trung bình của cực theo chu kỳ 14 tháng. Thực ra, có 2 loại chu kỳ trong dao động này là:

– Chu kỳ 430 ngày (14 tháng) phụ thuộc vào sự phân bố khối lượng vật chất không đều trong lòng Trái Đất hay còn gọi là hình dạng và cấu tạo bên trong của Trái Đất. Biên độ dao động này khoảng 0,15 giây hay 4,5 mét.

– Chu kỳ 350 ngày (12 tháng) phụ thuộc vào sự thay đổi của khí áp, băng tuyết trên bề mặt và các hiện tượng khác có tính chất thay đổi theo mùa. Biên độ dao động khoảng 0,1 giây.

Ngày Mặt Trời là khoảng thời gian giữa hai lần kế tiếp Mặt Trời đi qua điểm đỉnh. Ngày Mặt Trời bao gồm ngày tự nhiên (ban ngày) và đêm. Ngoài ra, người ta còn dùng một số thuật ngữ chỉ về ngày như sau:

– Ngày Mặt Trời thực: khoảng thời gian Trái Đất thực hiện hết một vòng quay của nó.

– Ngày Mặt Trời trung bình: ngày có giá trị không đổi, được chọn làm đơn vị ngày và được chia thành 24 giờ hoặc 1.440 phút, hay 86.400 giây. Sự khác biệt giữa ngày Mặt Trời trung bình và ngày Mặt Trời thực được gọi là *thời sai*. Thời sai có giá trị lớn nhất vào ngày 11 tháng 2 (+14 phút) và ngày 2 hoặc 3 tháng 11 (–16 phút).

– Ngày sao (ngày vũ trụ) là khoảng thời gian Trái Đất tuần hoàn trọn một vùng quanh trục hay khoảng thời gian giữa 2 lần kế tiếp của một ngôi sao nào đó đi qua trung thiên. Ngày sao cũng được chia thành 24 giờ sao, 1.440 phút sao hoặc 86.400 giấy sao. Một ngày sao ngắn hơn ngày Mặt Trời trung bình khoảng 4,0905 phút. Sau một ngày sao, các sao lại ở đúng vị trí cũ trên bầu trời nên thời gian sao được dùng ở các đài thiên văn.

– Ngày dân sự: là ngày Mặt Trời trung bình, bắt đầu tính từ nửa đêm hôm trước đến nửa đêm hôm sau.

– Ngày thiên văn: là ngày Mặt Trời trung bình tính từ giữa trưa, muộn hơn ngày dân sự 12 giờ.

– Ngày Julius: là cách khi chép thời gian trong lịch sử thiên văn hoặc lịch nhà thờ. Tuy nhiên, người ta chỉ đánh số ngày liên tục mà không có năm, tháng. Một chu kỳ Julius dài 7.980 năm, bắt đầu tính từ 12 giờ trưa quốc tế ngày 1 tháng 1 năm 4713 trước Công nguyên.

Độ dài của ngày tự nhiên (ban ngày) và đêm thay đổi theo vĩ độ và theo mùa trong năm. Vào các ngày xuân phân và thu phân, độ dài của ngày và đêm bằng nhau. Từ ngày xuân phân đến ngày hạ chí, ngày dài thêm ở bán cầu bắc và ngắn đi ở bán cầu nam; đạt giá trị lớn nhất ở bán cầu bắc và nhỏ nhất ở bán cầu nam vào đúng ngày hạ chí. Sau đó, sự chênh lệch giữa ngày và đêm giảm dần và mất hẳn vào ngày thu phân. Sau ngày thu phân, ngày lại ngắn đi ở bán cầu bắc, dài thêm ở bán cầu nam và sự chênh lệch lớn nhất đạt vào ngày đông chí. Sau đó, sự chênh lệch giữa ngày và đêm lại giảm dần và mất hẳn vào ngày xuân phân năm sau.

1.3.3. Hình dạng Trái Đất

Các phép đo chính xác cho thấy độ dài 1o cung kinh tuyến ở những đoạn có vĩ độ khác nhau không bằng nhau: ở vùng xích đạo dài khoảng 110,6km; ở vùng địa cực dài 111,7km. Điều đó chứng tỏ độ cong của mặt đất ở vùng xích đạo lớn hơn ở vùng cực. Như vậy, Trái Đất hơi dẹt ở hai cực (có dạng ellip tròn xoay hay hình phỏng cầu). Dựa trên kết quả đo đạc nhiều lần, năm 1964, Hội Thiên văn học Quốc tế đã công nhận các giá trị sau: Bán kính ở xích đạo: a = 6378,16km; bán kính ở địa cực: b = 6356,78km

Vậy, độ dẹt $\varepsilon = \dfrac{a-b}{a} = \dfrac{1}{298,25}$

1.3.4. Trọng trường Trái Đất

Như đã biết, gia tốc trọng trường tại mỗi điểm trên mặt đất tỉ lệ nghịch với bình phương khoảng cách đến tâm Trái Đất và được tính theo công thức: $g = GM/R^2$. Do Trái Đất dẹt ở cực nên gia tốc trọng trường tại các nơi trên bề mặt Trái Đất có giá trị khác nhau. Vì từ cực đến xích đạo, giá trị của R tăng lên nên gia tốc trọng trường phải giảm dần. Một số giá trị gia tốc trọng trường ở một số vị trí cho trong bảng 1.3. Ngoài ra, gia tốc trọng trường còn phụ thuộc vào sự quay của Trái Đất. Càng tiến về địa cực, do góc quay càng lớn, gia tốc trọng trường càng tăng.

Bảng 1.3. Sự phụ thuộc của giá trị trọng trường vào vĩ độ Trái Đất

Vĩ độ	0°	20°	40°	60°	80°	90°
g (cm/s²)	978,0	978,7	980,2	981,9	983,1	983,2

1.3.5. Từ trường Trái Đất

Từ trường của Trái Đất có phổ đường cảm ứng từ giống như phổ đường cảm ứng từ của một nam châm lưỡng cực. Trục của lưỡng cực địa từ không trùng với trục quay của Trái Đất. Cực bắc địa từ nằm ở vĩ độ 78,6° và kinh độ 70,1°. Như vậy, kim la bàn chỉ theo hướng Bắc–Nam địa từ mà không chỉ đúng theo hướng Bắc–Nam địa lý. Ở 2 cực, cảm ứng từ có cường độ khoảng $10^{-}5$ Tesla, ở xích đạo là 5.10^{-6} Tesla. Càng lên cao thì từ trường càng giảm.

Từ trường của các thiên thể nói chung thường được giải thích là do chuyển động đối lưu của dòng sắt nóng chảy ở phần trung tâm kết hợp với chuyển động quay kéo theo của dòng này. Điều này thường đúng với các thiên thể có khối lượng đủ lớn và quay nhanh như Trái Đất, Mộc Tinh... Còn các thiên thể có khối lượng nhỏ và quay chậm như Mặt Trăng, Kim Tinh... thì không có từ trường.

Từ trường của Trái Đất không chỉ ảnh hưởng rõ rệt đến sự chuyển động của các hạt mang điện trong không gian do các thiên hà truyền đến (các electron, proton và các hạt nhân) hoặc dòng hạt của bức xạ Mặt Trời mà còn là bẫy giữ các hạt mang điện có điện năng cao, tạo thành các vành đai phóng xạ nhất định trong mặt phẳng xích đạo địa từ. Người ta đã phát hiện được 2 vành đai phóng xạ chính ở độ cao từ 2.400–5.600km phân bố ở các vĩ độ ± 30° và vành đai ở độ cao từ 12.000–20.000km có năng lượng thấp hơn.

Từ thế kỷ XVIII, người ta đã nhận ra sự thay đổi cường độ từ trường Trái Đất trong khoảng thời gian hàng giờ, sau đó trở lại giá trị bình thường. Hiện tượng này gọi là *bão từ*. Bão từ thường gây ra hiện tượng rối loạn liên lạc bằng sóng ngắn vô tuyến và hiện tượng cực quang (ánh sáng ở địa cực).

Tuổi của Trái Đất và các bộ phận cấu thành được xác định bằng phương pháp đồng vị phóng xạ và các di tích hoá thạch động, thực vật đi kèm với các tầng đất đá. Các nhà địa chất học có nhiều bằng chứng cho

rằng Trái Đất hình thành cách đây khoảng 4.570 triệu năm. Khoảng thời gian địa chất trong quá khứ của Trái Đất được xây dựng thành thang thời gian địa chất có các cấp tính từ cao xuống thấp là: liên đại (*eon*), nguyên đại hay đại (*era*), kỷ (*period*), thế (*epoch*), kỳ (*age*) và thời (*chron*) khác nhau, tương ứng với thang phân vị địa tầng: giới, hệ thống, bậc và đới. Tuy nhiên, thang thời gian địa chất và thang phân vị địa tầng là hai hệ thống khác nhau. Ví dụ, đại là khoảng thời gian liên tục nhất định trong lịch sử Trái Đất, trong khi địa tầng tương ứng của đại đó ở một khu vực nào đó là các lớp đá có niên đại thuộc đại này nhưng có thể không liên tục, bị đứt đoạn hay mất tích. Bảng niên đại địa chất phù hợp với danh pháp được Uỷ ban Địa tầng Quốc tế (ICS) khuyến nghị, cụ thể như sau:

– Liên đại Thái Viễn Cổ (*Hadean*): 3.800 – 4.500 triệu năm trước.

– Đại Cryptic: 4.100 – 4.500 triệu năm trước.

– Các nhóm lòng chảo (*Basin Groups*): 3.920 – 4.100 triệu năm trước.

– Kỷ Nectaric (*Nectarian*): cùng thời kỳ với sự xuất hiện của lòng chảo Netaris (biển Mật Hoa) trên Mặt Trăng, khoảng 3.850 – 3.920 triệu năm trước.

– Kỷ Imbrium sớm (*Lower Imbrian*): khoảng 3.800 – 3.850 triệu năm trước, cùng niên đại với sự xuất hiện của Imbrium (biển Mưa) trên Mặt Trăng.

– Liên đại Thái Cổ (*Archean/Archaean/Archeozoic*): khoảng 2.500 - 3.800 triệu năm trước.

– Đại Tiền Thái Cổ (*Eo-archean*): khoảng 3.600 – 3.800 triệu năm trước.

– Đại Cổ Thái Cổ (*Paleo-archean*): khoảng 3.200 – 3.600 triệu năm trước.

– Đại Trung Thái Cổ (*Meso-archean*): khoảng 2.800 – 3.200 triệu năm trước.

– Đại Tân Thái Cổ (*Neo-archean*): khoảng 2.500 – 2.800 triệu năm trước.

– Liên đại Nguyên Sinh (*Proterozoic*): khoảng 540 – 2.500 triệu năm trước.

– Đại Cổ Nguyên Sinh (*Paleo-proterozoic*): khoảng 1.600 – 2.500 triệu năm trước.

+ Kỷ Sideros (*Siderian*): khoảng 2.300 – 2.500 triệu năm trước.

+ Kỷ Rhyax (*Rhyacian*): khoảng 2.050 – 2.300 triệu năm trước.

+ Kỷ Orosira (Orosirian): khoảng 1.800 – 2.050 triệu năm trước.

+ Kỷ Statheros (*Statherian*): khoảng 1.600 – 1.800 triệu năm trước.

– Đại Trung Nguyên Sinh (*Meso-proterozoic*): khoảng 1.000 – 1.600 triệu năm trước.

+ Kỷ Calymma (*Calymmian*): khoảng 1.400 – 1.600 triệu năm trước.

+ Kỷ Ectasis (*Ectasian*): khoảng 1.200 – 1.400 triệu năm trước.

+ Kỷ Stenos (*Stenian*): khoảng 1.000 – 1.200 triệu năm trước.

– Đại Tân Nguyên Sinh (*Neo-proterozoic*): khoảng 542 – 1.000 triệu năm trước.

+ Kỷ Tonas (*Tonian*): khoảng 850 – 1.000 triệu năm trước.

+ Kỷ Cryogen (*Cryogenian*): khoảng 630 – 850 triệu năm trước.

+ Kỷ Ediacara (*Ediacaran*): khoảng 542 – 630 triệu năm trước.

Ba liên đại trên đây trước đây được gọi chung là Tiền Cambri (*Cryptozoic*).

– Liên Đại Hiển Sinh (*Phanerozoic*)

– Đại Cổ Sinh (*Paleozoic*): khoảng 248 – 542 triệu năm trước.

+ Kỷ Cambri (*Cambrian*): khoảng 490 – 542 triệu năm trước.

+ Kỷ Ordovic (*Ordovician*): khoảng 440 – 490 triệu năm trước.

+ Kỷ Silur (*Silurian*): khoảng 409 – 439 triệu năm trước.

+ Kỷ Đevon (*Devonian*): khoảng 359 – 416 triệu năm trước.

+ Kỷ Cacbon (*Carboniferous*): khoảng 280 – 340 triệu năm trước.

+ Kỷ Pecmi (*Permian*): khoảng 248 – 280 triệu năm trước.

– Đại Trung Sinh (*Mesozoic*): khoảng 65 – 251 triệu năm trước.

+ Kỷ Trias (*Triassic*): khoảng 200 – 251 triệu năm trước.

+ Kỷ Jura (*Jurassic*): khoảng 146 – 200 triệu năm trước.

+ Kỷ Creta (*Cretaceous*): khoảng 65 – 146 triệu năm trước.

– Đại Tân Sinh (*Cenozoic*): 0 – 65 triệu năm trước.

+ Phân đại Đệ Tam (T), trước đây là Kỷ Đệ Tam (INQUA): 2,6 – 65 triệu năm trước.

- Kỷ Paleogen: khoảng 23 – 65 triệu năm trước.
- Thế Paleogen: khoảng 56 – 65 triệu năm trước.
- Thế Eocen: khoảng 34 – 56 triệu năm trước.
- Thế Oligocen: khoảng 23 – 34 triệu năm trước.

+ Kỷ Neogen: 0 – 23 triệu năm trước.

- Thế Miocen: khoảng 5,3 – 23 triệu năm trước.
- Thế Pliocen, trừ tầng Gelasia: khoảng 2,6 – 5,3 triệu năm trước.

+ Phân đại Đệ Tứ (Q), trước đây là Kỷ Đệ Tứ: khoảng 0 – 2,6 triệu năm trước.

- Kỷ Đệ Tứ: đang tiếp tục.
- Tầng Gelasia của Thế Pleistocen: khoảng 1,8 – 2,6 triệu năm trước.
- Thế Pleistocen: khoảng 10.000 năm – 1,8 triệu năm trước.
- Thế Holocen: khoảng 10.000 năm trở lại đây.

CÂU HỎI ÔN TẬP

1. Trình bày hiểu biết về thiên hà và sự phân loại thiên hà trong vũ trụ.
2. Giải thích sự hình thành vũ trụ và các thiên hà theo lý thuyết Vụ nổ lớn.
3. Trình bày các lý thuyết về nguồn gốc Trái Đất và Thái Dương hệ.
4. Mô tả các loại chuyển động của Trái Đất trong không gian Vũ trụ.
5. Hãy nêu hình dáng, tính chất của từ trường và trọng trường Trái Đất.

Chương 2
CẤU TRÚC VÀ THÀNH PHẦN TRÁI ĐẤT

2.1. CẤU TRÚC TRÁI ĐẤT

2.1.1. Khái quát về cấu tạo phân đới của Trái Đất

Theo các tài liệu địa vật lý, Trái Đất có cấu tạo phân đới và đồng tâm, từ ngoài vào trong có 3 đới cơ bản: Vỏ Trái Đất, manti và nhân, trong đó ranh giới giữa vỏ Trái Đất và mái manti (thuộc manti trên) ở độ sâu trung bình 35km là bề mặt Mohorovic. Còn ranh giới giữa manti dưới và nhân ngoài ở độ sâu khoảng 2900km là bề mặt Wiechert – Gutenberg. Nhân Trái Đất là một đới rất dày từ độ sâu 6400km đến 2900km, trong đó ranh giới giữa nhân trong và nhân ngoài nằm ở độ sâu khoảng 5100km.

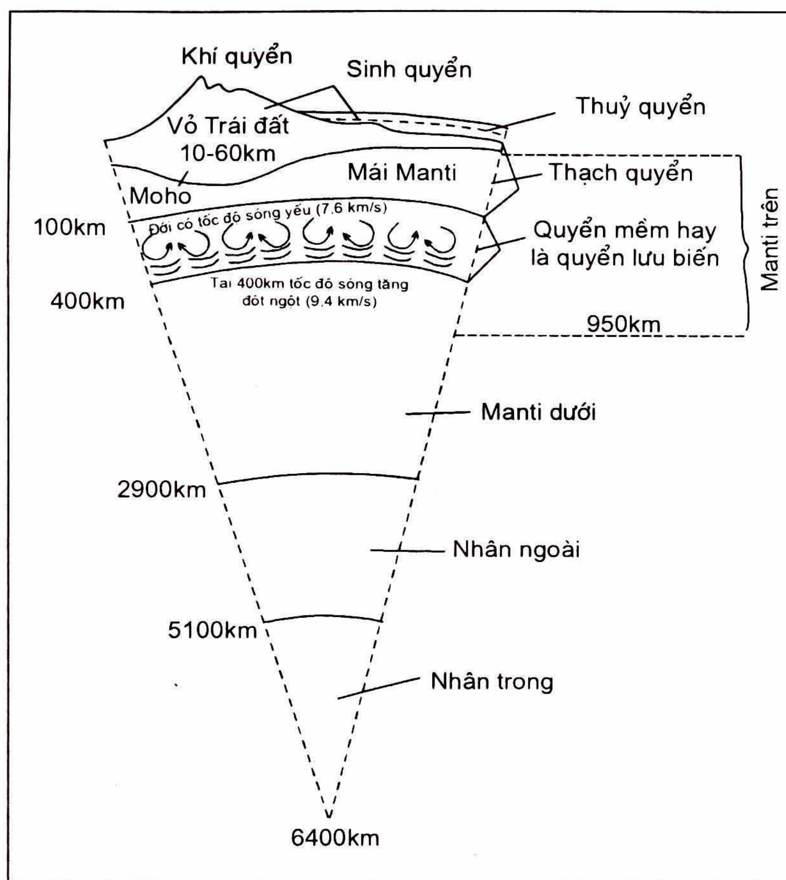
Cần hết sức lưu ý phân biệt vỏ Trái Đất và vỏ thạch quyển. Vỏ Trái Đất (bao gồm vỏ lục địa và vỏ đại dương) ở phía trên cộng thêm mái manti ở phía dưới mới cấu thành vỏ thạch quyển có độ sâu khoảng 100km. Vỏ thạch quyển chuyển động trên quyển mềm (hay còn gọi là quyển lưu biến) thuộc manti trên có độ sâu từ 100 đến 400km (hình 2.1a, b).

2.1.2. Vỏ Trái Đất

Để phân chia cấu trúc sâu của Trái Đất, người ta dùng phương pháp địa vật lý để nghiên cứu. Đo tốc độ truyền sóng địa chấn (sóng dọc – P) cho phép xác định được thể trọng các đá mà sóng đi qua và dự đoán về thành phần thạch học của chúng. Tuy nhiên, tài liệu địa vật lý chỉ là tài liệu tương đối vì theo các tài liệu khoan sâu ở bán đảo Konscơ (Nga) và một vài nơi khác, hai tài liệu này không hoàn toàn phù hợp nhau.

Theo tài liệu địa vật lý, mặt cắt từ bề mặt vào tâm Trái Đất có cấu trúc phân lớp. *Lớp vỏ cứng ngoài được cấu tạo từ đá trầm tích và đá kết tinh thành lớp vỏ ngoài của hành tinh gọi là vỏ Trái Đất*. Lớp vỏ này ở đại dương và đại lục khác nhau về cấu tạo và chiều dày. Năm 1909, khi nghiên cứu sóng địa chấn dọc do động đất ở châu Âu, Mohorovic – nhà địa vật lý người Nam Tư đã ghi nhận thực tế là sóng đi qua hai môi trường có tốc độ truyền sóng khác nhau. *Đó là ranh giới dưới của vỏ và ranh giới trên của manti – gọi là mặt Moho (M)*. Khi đi qua ranh giới này tốc độ sóng tăng cao tới 7,6km/s và cao hơn. Trong phạm vi vỏ Trái Đất, tốc độ sóng P rất nhỏ và đá có thể trọng nhỏ hơn 3,3 (tương tự như thể trọng đá Mặt Trăng), trong khi đó, thể trọng toàn Trái Đất là 5,52. Các đất đá dưới lớp vỏ thuộc manti

trên có thể trọng gần 3,3 và khi qua đây sóng P có tốc độ lớn hơn 7,6km/s (hình 2.1a, b).

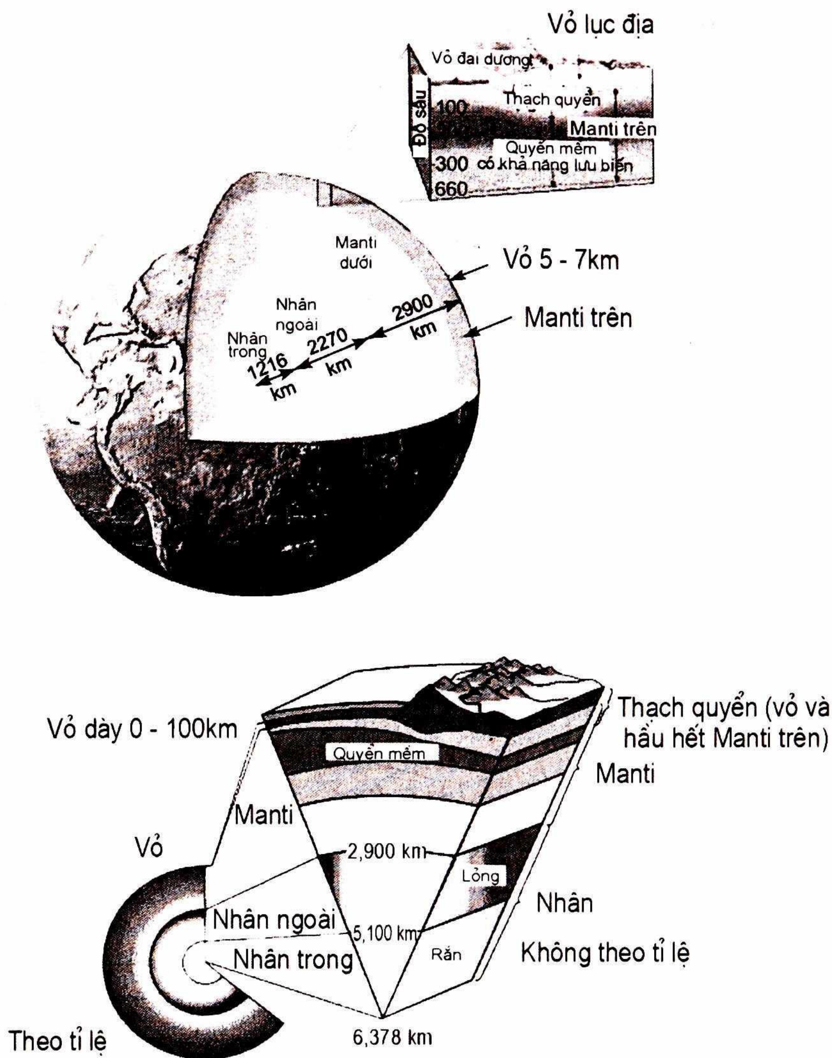


Hình 2.1a. Cấu tạo Trái Đất (dẫn theo P. Bellair và Ch. Pomerol, 1982)

Đa số các nhà địa chất, địa vật lý chia vỏ Trái Đất ra hai kiểu là vỏ đại dương và vỏ lục địa. Trung gian giữa chúng là loại vỏ chuyển tiếp. O. K. Leochev (1983) đã chia ra 5 loại vỏ: ngoài hai loại cơ bản trên còn có kiểu rift và kiểu địa máng. Tuy cách chia này chưa được nhiều người chấp nhận song phần nào giải thích được tính địa vật lý khác biệt đới sống núi trung tâm đại dương và các miền có máng sâu.

a) Vỏ lục địa

Vỏ lục địa có chiều dày trung bình 35km, chúng thay đổi ở các vùng khác nhau trong khoảng từ 10 – 60km. Có nơi vỏ lục địa dày gấp đôi số liệu trung bình, ở đó mặt Moho chìm xuống khá sâu dưới những công trình tạo núi đồ sộ, chiều dày 70 – 80km, và ranh giới đó được coi là "chân núi". Ngược lại, ở các vùng rift lục địa và chân lục địa lớp vỏ lục địa có chiều dày nhỏ nhất.

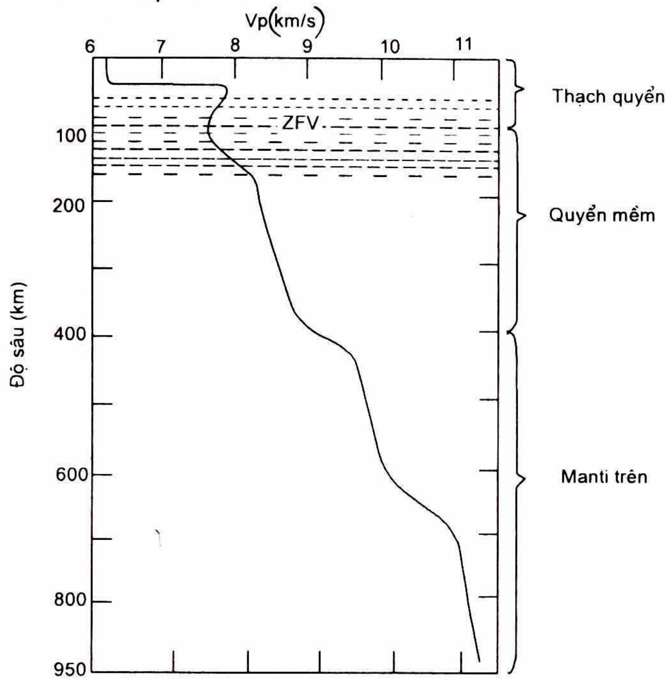


Hình 2.1b. Cấu tạo các lớp bên trong của Trái Đất (theo Alan Colville)

Vỏ lục địa không những thay đổi chiều dày mà còn thay đổi tốc độ địa chấn đi qua chúng. Do đó, từ năm 1923 nhà địa vật lý Konrat đã chia vỏ lục địa ra lớp "granit" và lớp "bazan". Giữa chúng là mặt Konrat – nơi thay đổi tốc độ truyền sóng P. Lớp "granit" bao gồm các đá có tính chất vật lý tương tự granodiorit và diorit. Tốc độ truyền sóng P trong lớp đó là 6km/s, thể trọng trung bình là 2,8. Tuy nhiên, phần trên cùng của lớp "granit" là đá trầm tích và trầm tích biến chất nên có tốc độ truyền sóng P < 6km/s và thể trọng (ρ) nhỏ hơn 2,8.

Lớp bazan ở dưới có đặc tính địa vật lý: P = 6,5 – 7,7km/s, ρ = 2,9 – 3,1. Nói chung lớp này chủ yếu là bazan hoặc thậm chí là gabro. Sự tác động của áp suất và nhiệt độ ở độ sâu này có thể đưa đến việc không thể tránh

khỏi là tạo các loại đá như granulit, eclogit, hoặc amphibonit. Các đá ở lỗ khoan sâu Konscơ đã xác định điều đó.



Hình 2.1c. Tốc độ của sóng P (dọc) qua manti trên (theo Julian và Anderson, 1986). Bề dày của đới có tốc độ sóng yếu (ZFV) chỉ chiếm một phần và nằm ở phần trên của quyển mềm

b) Vỏ đại dương

Vỏ đại dương khác hẳn vỏ lục địa. Dưới đại dương lớp vỏ có chiều dày khá nhỏ, trung bình khoảng 7km. Trên đó là nước biển có độ sâu khoảng 5km. Về thành phần hóa học, sự khác nhau cơ bản là lượng SiO_2. Vỏ lục địa chứa gần 60% SiO_2, trong khi đó vỏ đại dương ít hơn 50%. Bởi vậy, vỏ đại dương có thành phần mafic nhiều hơn và thể trọng lớn hơn.

Vỏ đại dương được chia làm ba lớp (bảng 2.1):

Lớp 1: Gồm các trầm tích bở rời không gắn kết, có độ dày tương đối nhỏ. Phần lớn trầm tích đại dương tập trung ở những vùng gần rìa lục địa và một lớp rất mỏng phủ trên ở ngoài lớp vỏ đại dương thực thụ. Ở sống núi đới trung tâm đại dương chiều dày trầm tích không đáng kể, đôi khi vắng mặt hoàn toàn. Chiều dày lớp phủ trầm tích tăng dần về phía các bồn trũng sâu đại dương. Ở đó, một vài nơi chiều dày lớp phủ này đạt tới 2.000 - 3.000m, trung bình khoảng 500m.

Trầm tích bị biến dạng dọc theo đứt gãy và sườn lục địa. Ở các nơi khác của đáy đại dương chúng hầu như không bị biến dạng. Đó là những

căn cứ khá tin cậy minh họa cho cơ chế kiến tạo mảng. Nét đặc trưng là trầm tích đại dương khá trẻ, đến nay ở đại dương mới tìm thấy đá có tuổi cổ nhất là Jura, còn trầm tích Trias chỉ thấy ở ven rìa lục địa.

Bảng 2.1. Các tham số đặc trưng của vỏ đại dương (theo Logvinenco, 1976)

Cấu tạo các lớp của vỏ đại dương	Chiều dày trung bình (km)	Tốc độ sóng P trung bình (km/s)	Thể trọng trung bình ρ (g/cm³)
0 – nước biển	4,8	1,5	1,03
Lớp 1: trầm tích bở rời và gắn kết yếu (từ Creta thượng đến hiện đại)	0,45	1,8 – 2,0 (có khi lớn hơn)	1,9 – 2,3
Lớp 2: (móng). Đá phun trào (dung nham phun nổ, đá mạch thành phần mafic) và trầm tích gắn kết	$1,7 \pm 0,6$	5,1 (hay biến đổi)	2,55
Lớp 3: "đại dương"	$4,9 \pm 1,4$	6,7 – 7,0	2,9
M–Mặt ranh giới Moho manti trên		$8,13 \pm 0,24$	3,3

Lớp 2: Lớp "móng" hay lớp "bazan" có thành phần chủ yếu là bazan. Trên bề mặt đại dương lớp bazan nhiều nơi là các núi ngầm nổi cao. Bazan thuộc loại dung nham phun nổ và dòng chảy. Các loại này đã được chụp ảnh dưới nước, nghiên cứu nhờ máy chuyên dụng và khoan biển.

Rõ ràng, lớp hai được thành tạo do núi lửa phun dưới nước. Các dòng dung nham núi lửa bao lấy các lớp trầm tích trong khi tạo lớp vỏ đại dương ở các đới sống núi trung tâm đại dương.

Lớp 3: Lớp 3 thường được gọi là lớp "đại dương" được nghiên cứu ít hơn và bản chất của chúng còn nhiều vấn đề đang bàn cãi. Quá trình phân dị magma mãnh liệt dẫn đến không chỉ nóng chảy bazan mà còn tạo nên loại đá có thành phần giàu mafic (kumuliat giàu olivin và plagioclaz) tham gia tạo lớp thứ ba. Trong trường hợp này, thành phần của lớp phần nào gần gũi với gabro và metagabro cộng sinh cùng với peridotit. Hiện nay, theo nhiều tài liệu nghiên cứu có khoảng 60% mặt đất có mặt vỏ kiểu đại dương và sự phân bố của chúng trùng với những vùng Trái Đất mà hiện nay đại dương bao phủ. Ở các đới va chạm các mảng (rìa lục địa tích cực, đai uốn nếp) vỏ đại dương bị nén ép kiến tạo, có thể xảy ra trường hợp là các khối vỏ này bị nén ép trồi lên các tầng trên và đi vào vỏ lục địa. Thực vậy, nhiều nhà địa chất hiện nay giải thích sự xuất hiện các lớp phủ ophiolit trong các đá uốn nếp. Trong những trường hợp này ophiolit là bằng chứng về sự tồn tại đại dương cổ nằm ở vị trí đới uốn nếp hiện nay và bị mất đi trong quá trình hút chìm.

c) Lớp vỏ kiểu chuyển tiếp

Ở các đới rìa lục địa mặt Moho nằm sâu hơn ở đại dương. Ở đây, nơi rìa tiếp nối các cấu trúc khác nhau vỏ Trái Đất mang đặc tính pha trộn giữa hai loại vỏ nêu trên mặc dù chưa ai biết được quá trình chuyển tiếp xảy ra như thế nào. Ở đới rìa lục địa, nhất là rìa lục địa thụ động, các lớp trầm tích dày hàng chục kilomet nên khó lòng khoan xuyên qua nó. Do đó các nhà địa chất và địa vật lý nêu lên mô hình lý thuyết vỏ này như sau:

Tốc độ truyền sóng P qua các đá móng nói chung dao động trong khoảng 6,5 – 6,8km/s. Điều này chứng tỏ sự giống nhau của các đá thuộc đới này với các đá thuộc lớp dưới của vỏ lục địa (lớp bazan). Với cách so sánh như vậy cho phép giả thuyết rằng đã có sự nhận chìm vỏ lục địa và sự phá hủy lớp granit do kết quả hoạt động rift. Vì vậy có thể xem vỏ kiểu chuyển tiếp như một loại vỏ lục địa, chỉ khác là bị nhấn chìm sâu và bị biến chất cao.

Quá trình hình thành rìa lục địa thụ động xảy ra trong điều kiện tách giãn thạch quyển. Do đó, ngoài việc nhấn chìm lớp vỏ và kết quả tạo nên các hệ đứt gãy thuận còn có hoạt động xâm nhập các đá magma và phun trào có nguồn gốc manti. Trường hợp này vỏ chuyển tiếp là một phần vỏ lục địa bị băm nát và bị xuyên cắt bởi các xâm nhập magma mafic.

d) Lớp vỏ kiểu rift sinh (theo O. K. Leonchep, 1983)

Ở sống núi trung tâm Đại Tây Dương lớp vỏ có cấu tạo từ trên xuống gồm:

– Lớp trầm tích bở rời mỏng nằm giữa các sống núi.

– Lớp thứ hai: có P = 4,5 – 5,8km/s và chiều dày thay đổi từ vài trăm mét đến 3km.

– Lớp thứ ba: đá có tốc độ truyền sóng cao, với P = 7,2 – 7,8km/s; cao hơn lớp bazan, thấp hơn lớp ranh giới Moho và rất khó phân biệt ranh giới Moho. Ở các sống núi trung tâm, nhờ cuốc đại dương đã lấy được mẫu đá bazan và cả đá gabro bị secpentin hóa.

Ở rìa các sống núi hay hai cánh của rift đại dương lớp vỏ này chuyển sang lớp vỏ đại dương. Khoan ở sống núi Đại Tây Dương lập được mặt cắt như sau: Lớp một là các trầm tích dày 250m; Lớp hai gồm các toleit (bazan chứa ít kim loại kiềm) xen kẽ trầm tích biến chất; dưới nữa là hỗn hợp dăm tảng peridotit bị secpentia hóa, gabro olivin và dăm kết của chúng.

e) Lớp vỏ kiểu địa máng

Theo O. K. Leonchep (1983), thực ra lớp vỏ kiểu địa máng chỉ là lớp vỏ chuyển tiếp phát triển ở đới hút chìm, là các đới địa máng hiện đại nằm sát

các cung đảo (máng Nhật, máng Curin và máng Marian...). Ở đây, chiều dày lớp bazan rất lớn song ranh giới giữa lớp granit và bazan không rõ ràng. Dưới các cung đảo có lớp vỏ á lục địa, còn dưới máng sâu là vỏ á đại dương.

Hiện nay người ta nhận thấy các quá trình magma ở đới chuyển tiếp cũng như ở các sống núi đại dương, có nguồn gốc liên quan với các quá trình luân chuyển vật liệu từ đới sâu của manti.

2.1.3. Thạch quyển và quyển mềm (Lithosphera, Astenosphera)

Thạch quyển *là lớp vỏ ngoài cùng của Trái Đất, bao gồm vỏ Trái Đất và phần trên của manti* (hình 2.1a). Vật liệu tạo thạch quyển có đặc tính vừa rắn chắc vừa mềm dẻo. Nói đúng hơn, các đá tạo nên thạch quyển có khả năng chịu áp lực cao tới vài trăm bar mà không bị chảy dẻo. Chiều dày thạch quyển đạt tới 100km, chúng nằm dưới quyển nước và quyển khí và nằm trên "quyển mềm".

Quyển mềm *được tạo bởi các vật chất tương đối dẻo (theo khái niệm địa chất) có khả năng biến dạng khi chịu tác dụng của một lực.* Đây là lớp vỏ mềm cho phép các mảng của thạch quyển di chuyển theo bề mặt của nó hoặc chìm sâu xuống vài trăm km vào quyển mềm. Các nghiên cứu gần đây cho thấy quyển mềm không liên tục, chúng chỉ xuất hiện dưới các vùng uốn nếp trẻ, rift còn vắng mặt dưới các nền và lục địa cổ. Sự trôi dạt và nhấn chìm vào quyển mềm xảy ra không đơn giản như các nhà địa chất vào những năm 60 – 70 thế kỷ XX đã giả thiết.

Cơ sở khái niệm Thạch quyển và Quyển mềm

Các khái niệm này xuất hiện vào thế kỷ trước trên cơ sở nghiên cứu trọng lực, địa nhiệt và địa chấn:

1) Nếu như trên mặt đất có một khối lượng vật chất liên tục lấp đầy vùng sụt lún (ví dụ vật liệu núi lửa hoặc nón châu thổ) thì chúng biến dạng ở phạm vi khu vực. Sự lún chìm đều đặn, từ từ tác động lên một miền rộng lớn hơn nhiều so với vùng có thêm lực nén. Ngoài đới này sự lún chìm được cân bằng bởi sự xuất hiện các đới nâng dạng sóng. Như vậy đã thiết lập được một cân bằng trọng lực chung, nhưng ở nơi nào có lực nâng mạnh thì sẽ thấy khá rõ sự thể hiện dị thường trọng lực dương. Hiện tượng này chỉ có thể giải thích nhờ mô hình hai lớp: Lớp trên là đất đá của thạch quyển và dưới nó là quyển mềm có khả năng chảy dẻo. Sự tái phân bố vật chất dẫn đến sự khôi phục cân bằng thủy tĩnh.

2) Tốc độ sóng địa chấn truyền qua (sóng dọc P cũng như sóng ngang S) ở các độ sâu khác nhau không giống nhau. Tốc độ sóng tương đối cao ở lớp gần bề mặt và bị giảm rất nhanh ở trong một lớp gọi là "lớp hạ tốc độ"

nằm ở độ sâu 100 – 300km. Sự thay đổi tốc độ đó chứng tỏ sự thay đổi tính chất vật lý các đá manti trên và được coi là ranh giới giữa thạch quyển và quyển mềm.

3) Ở thạch quyển vật chất tương đối rắn nên sự trao đổi nhiệt xảy ra dưới tác động của quá trình cảm ứng. Càng xuống các phần dưới lớp vỏ này gradient địa nhiệt khá lớn. Trong vật chất dẻo của quyển mềm, cơ chế trao đổi nhiệt khá nhanh, vì vậy nhiệt độ trên toàn lớp tương đối ổn định.

Tại độ sâu khoảng 100km, nhiệt độ đạt tới khoảng 1300°C, một số đất đá bị nóng chảy từng phần chiếm khoảng 1% thể tích, song như vậy cũng đủ để làm cho đá thay đổi đặc tính vật lý.

Chiều dày thạch quyển thay đổi và tăng dần từ các sống núi giữa đại dương về phía lục địa, đồng thời tuổi của đá cũng tăng dần.

Manti thuộc thạch quyển

Nằm dưới mặt Moho đạt đến độ sâu 100km là manti thuộc thạch quyển, có thể trọng 3,3 và tốc độ truyền sóng dọc P = 8,1km/s, đặc trưng cho đá peridotit.

Manti của thạch quyển có thành phần không đồng nhất. Như ở Tây Âu thấy rõ các phân vị: dưới mặt Moho có lớp dày 10km với P = 8,1km/s; sâu hơn là "lớp hạ tốc độ" với P = 7,8 – 7,9km/s; dày 10km và lớp dưới cùng của thạch quyển trở lại tốc độ P = 8,2km/s.

Lớp *hạ tốc độ* khác với quyển mềm và được lý giải như một đới nóng chảy cục bộ, có thể liên quan tới quá trình thủy hóa peridotit. Ở điều kiện áp suất và nhiệt độ như vậy, khi ở độ sâu 40 – 50km, sẽ xảy ra secpentin hóa peridotit một cách khá dễ dàng, thậm chí cả trong điều kiện có ít nước (1%).

Trong thạch quyển tồn tại một *lớp hạ tốc độ* là một bằng chứng về ranh giới địa chất rất độc đáo. Nếu như lớp dày 10km của peridotit bị secpentin hóa tạo thành phân lớp nằm ngang trong thạch quyển, thì khi có lực nén ép kiến tạo ngay ở chỗ này xảy ra sự gián đoạn giữa phần trên và phần dưới của thạch quyển. Hiện tượng này có thể giải thích sự tồn tại các đá biến chất cao của đáy vỏ lục địa và các lớp peridotit trong phạm vi các miền uốn nếp cổ, cũng như sự có mặt peridotit và các đá khác của vỏ đại dương trong thành phần của các lớp phủ ophiolit và các đá khác vỏ đại dương. Lớp secpentin hóa được đưa lên mặt đất là do kết quả tác động của các quá trình kiến tạo và xâm thực.

2.1.4. Manti (xem hình 2.1a)

Nghiên cứu bằng các phương pháp địa vật lý đã phát hiện ra manti có cấu tạo phân đới, từ trên xuống có 2 đới chính là manti trên và manti dưới.

– Manti trên: Có độ sâu từ ranh giới Moho đến độ sâu khoảng 950km, bao gồm 3 lớp:

+ Lớp 1: Mái manti (manti thuộc thạch quyển).

+ Lớp 2: Quyển mềm (100 – 400km) – lớp hạ tốc độ.

+ Lớp 3: Lớp tăng tốc độ sóng dọc, nằm giữa quyển mềm và manti dưới (400 – 950km).

– Manti dưới: có độ sâu từ 950 – 2.900km. Thành phần hóa học của manti được xác định gián tiếp qua tài liệu địa vật lý, thành phần của thiên thạch và thành phần các thể tù (xenolit) và bao thể trong đá siêu mafic. Vì vậy, thành phần hóa học của manti tương tự với thành phần hóa học của thiên thạch, các thể tù trong đá siêu mafic và các đá siêu mafic ở sống núi giữa đại dương (bảng 2.1).

2.1.5. Nhân Trái Đất

Nhân Trái Đất là đới lõi trong cùng của Trái Đất, có độ sâu từ 2900km đến khoảng 6400km. Nhân Trái Đất và manti dưới được ngăn cách bởi bề mặt gián đoạn Wiechert – Gutenberg, tại đó tốc độ truyền sóng dọc P giảm đột ngột và chấm dứt sự truyền sóng ngang S. Theo Bullen (1963), gián đoạn truyền sóng dọc ở độ sâu khoảng 5100km chứng tỏ rằng có sự thay đổi từ nhân ngoài ở trạng thái lỏng sang nhân trong ở trạng thái rắn. Nghiên cứu thực nghiệm đã chứng minh nhân Trái Đất chủ yếu bao gồm kim loại nặng Fe và Ni. Vì vậy, Trái Đất có từ trường mạnh hơn các hành tinh khác.

2.2. THÀNH PHẦN HÓA HỌC CỦA TRÁI ĐẤT

1) Thành phần hóa học của Trái Đất có sự thay đổi từ ngoài vỏ vào trong nhân theo quy luật sau đây:

– Vỏ Trái Đất giàu Si, Al và nguyên tố kiềm. Vì vậy, các đá của vỏ Trái Đất thường nhẹ và sáng màu.

– Manti giàu Fe và Mg, vì vậy các đá mafic và siêu mafic thường có màu đen và nặng.

– Nhân Trái Đất giàu Fe và Ni.

– Thành phần hóa học trung bình của Trái Đất cho thấy nguyên tố Fe, Si và O chiếm chủ yếu; thứ đến là Mg, Ca và Al. Tất cả các nguyên tố còn lại chỉ dao động dưới 1% (bảng 2.2).

– Thành phần hóa học của vỏ và đá andezit tương đối giống nhau. Chứng tỏ đá andezit là sản phẩm của dung thể nóng chảy hỗn hợp giữa vỏ đại dương và vỏ lục địa.

Bảng 2.2. Thành phần hóa học trung bình của Trái Đất

(Trích theo Đặng Trung Thuận, 2005)

TT	Nguyên tố	G.Washington	Niggli	A. Fecman	F. Smidt	B. Mason
1	O	27,71	29,30	28,56	29,56	29,53
2	Na	0,39	0,90	0,52	0,56	0,57
3	Mg	8,96	6,73	11,03	11,28	12,70
4	Al	1,79	3,01	1,22	1,24	1,09
5	Si	14,53	14,90	14,47	14,67	15,20
6	P	0,11	0,15	0,12	0,15	0,10
7	S	0,64	0,73	1,44	3,29	1,93
8	K	0,11	0,29	0,15	0,14	0,07
9	Ca	2,52	2,99	1,38	1.40	1.13
10	Ti	0,02	0,54	–	0,07	0,05
11	Cr	0,20	0,13	0,26	0,26	0,26
12	Mn	0,07	0,14	0,18	0,22	0,22
13	Fe	39,76	36,9	40,61	34,82	34,63
14	Co	0,23	0,18	0,06	0,17	0,13

2) Thành phần hóa học của manti Trái Đất có nhiều nét tương đồng với thành phần của các thiên thể khác (bảng 2.3). Tuy nhiên các nguyên tố bay hơi và khí trơ của Trái Đất nhỏ hơn trong vũ trụ và các thiên thể khác từ hàng trăm đến hàng nghìn lần. Điều đó chứng tỏ Trái Đất đã có sự phân dị rõ rệt trong suốt lịch sử tiến hóa 5 tỉ năm đến nay.

3) Thành phần hóa học của vỏ Trái Đất

– Trong vỏ Trái Đất có mặt tất cả các nguyên tố tồn tại trong vũ trụ. Tuy nhiên hàm lượng của chúng rất khác nhau; ví dụ các nguyên tố O, Si, Al, Fe có số Clark gấp 107 – 1011 lần các nguyên tố hiếm như Au, Bi, Pd, Pa,...

Nếu tính tổng 3 nguyên tố đầu (O, Si, Al) theo thứ tự hàm lượng giảm dần thì đã chiếm 82,5%; tổng 12 nguyên tố đầu (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C, Cl) chiếm 99,21%. Tất cả các nguyên tố còn lại chỉ chiếm 0,71% trọng lượng của vỏ Trái Đất.

– Số Clark được xem như hàm lượng nền đối với các nguyên tố. Theo các vùng lãnh thổ hàm lượng nguyên tố có thể rất cao so với Clark tạo thành dị thường và mỏ, ngược lại có nơi rất thấp so với giá trị Clark (bảng 2.4).

Bảng 2.3. Thành phần khoáng vật và hóa học của manti

(Trích theo Đặng Trung Thuận, 2005)

Đới manti		Thành phần khoáng vật	Thành phần hóa học của manti			
			Các chỉ tiêu oxit	**Thiên thạch (Mason, 1966)**	**Thể tù siêu mafic (Huchison, 1974)**	**Siêu mafic (Dionitriev, 1969)**
Moho	Mái manti	Olivin	SiO_2	48,1	45,0	45,5
Manti trên 100		Pyroxen	MgO	31,1	39,0	42,2
	Quyển mềm	Granat	FeO	12,7	8,0	8,3
400		Spinen	Al_2O_3	3,1	3,5	3,8
	Đới chuyển tiếp	Amphibon	CaO	2,3	3,25	2,1
950		Hogopit	Na_2O	1,1	0,28	0,4
Manti dưới		Pyroxen → biến thể	Cr_2O_3	0,55	0,41	–
			MnO	0,42	0,11	0,2
		Inmenit	P_2O_5	0,34	–	–
		(Mg,Fe)O	K_2O	0,12	0,04	0,1
		vàPericla	TiO_2	0,12	0,09	–
2.900		(Mg,Fe)O	NiO	–	0,25	–
			Tổng cộng	99,95	99,93	102,6

Bảng 2.4. Trị số Clark của các nguyên tố trong vỏ Trái Đất

(Trích theo Tống Duy Thanh, 2003)

Nguyên tố	Trị số Clark	Nguyên tố	Trị số Clark	Nguyên tố	Trị số Clark	Nguyên tố	Trị số Clark
O	49,3	P	0,12	B	0,01	Ar	4.10^{-4}
Si	26,0	S	0,10	Cu	0,01	Hg	1.10^{-4}
Al	7,45	Mn	0,10	Sn	0,003	I	1.10^{-4}
Fe	4,20	F	0,03	W	0,007	Ge	1.10^{-4}
Ca	3,25	Ba	0,05	Be	0,003	Se	8.10^{5}
Na	2,40	N	0,4	Co	0,002	Sb	5.10^{-5}
K	2,35	Sr	0,035	Pb	0,0016	Nb	$3,2.10^{-5}$
Mg	2,35	Cr	0,03	Mo	0,001	Ta	$2,4.10^{5}$
H	1,00	Zr	0,025	Br	0,001	Pt	2.10^{5}
Ti	0,61	V	0,02	Th	0,001	Bi	1.10^{5}
C	0,35	Ni	0,02	As	$5, 10^{-4}$	Ag	1.10^{-5}
Cl	0,2	Zn	0,02	U	$4, 10^{-4}$	In	1.10^{-5}

2.3. KHÁI QUÁT CÁC QUYỂN NGOÀI CỦA TRÁI ĐẤT

Các quyển ngoài của Trái Đất bao gồm: Khí quyển, Thủy quyển và Sinh quyển

Khí quyển: là quyển bao bọc xung quanh Trái Đất, ở trạng thái khí. Thành phần chủ yếu là khí N_2, O_2, H_2O, CO_2 và các khí trơ.

Thủy quyển: là quyển nước vừa có một ranh giới không gian riêng biệt, dễ nhìn thấy như biển, sông, hồ vừa nằm trong các quyển khác như khí quyển và thạch quyển. Thủy quyển tồn tại cả 3 trạng thái: rắn, lỏng và khí.

Sinh quyển: là quyển không có ranh giới không gian riêng biệt mà lồng trong các quyển khác như ở phần dưới của khí quyển, phần trên cùng của thạch quyển và khí quyển. Vì vậy, sinh quyển có 3 trạng thái: rắn, lỏng, các chất keo; có thành phần chủ yếu là H_2O và vật chất hữu cơ.

CÂU HỎI ÔN TẬP

1. Hãy kể các đới của Trái Đất từ ngoài vào trong.
2. Vỏ Trái Đất là gì? Phân biệt vỏ Trái Đất và vỏ thạch quyển.
3. Phân biệt vỏ lục địa và vỏ đại dương.
4. Khái niệm về Manti thuộc thạch quyển. Manti và quyển mềm.
5. Khái quát thành phần hóa học của Trái Đất.
6. Nêu thành phần hóa học của vỏ Trái Đất, của manti.
7. Nêu khái quát các quyển ngoài của Trái Đất.

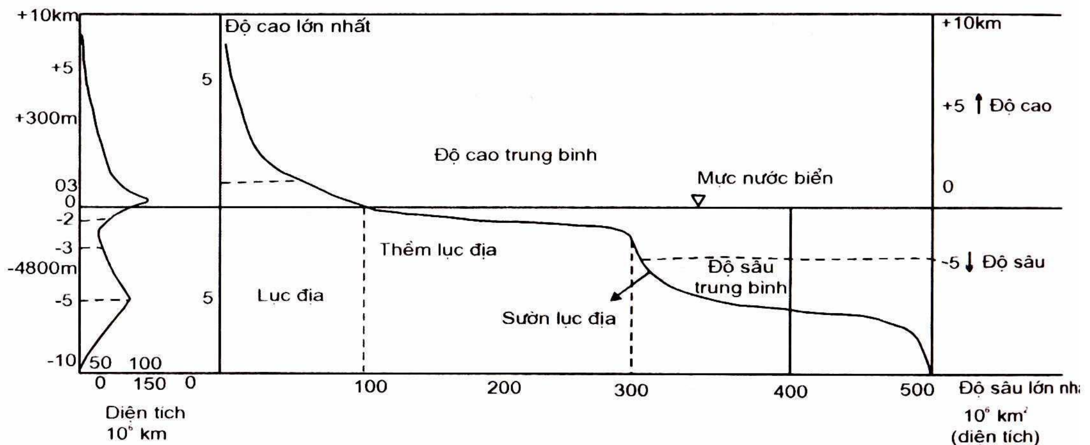
Chương 3

ĐỊA HÌNH VÀ CẢNH QUAN TRÁI ĐẤT

3.1. ĐƯỜNG CONG ĐỘ CAO – SÂU BỀ MẶT TRÁI ĐẤT

Khái niệm chung về các thang bậc độ cao và độ sâu của bề mặt Trái Đất được thể hiện qua đường cong tích lũy địa hình cao – sâu và phần trăm diện tích có cùng độ cao – sâu thường gặp (hình 3.1).

Sơ đồ đường cong (hình 3.1) cho thấy có hai nhóm độ cao – sâu chiếm ưu thế về diện tích là độ cao 300m và độ sâu 4.800m, còn diện tích ít nhất của mặt đất có độ sâu khoảng 2.000 – 3.000m.



Hình 3.1. Đường cong cao – sâu của địa hình lục địa và đại dương (theo Logvinenco, 1976)

Mực nước hiện nay của đại dương được ấn định như một vị trí tạm thời liên quan với sự tan băng vào cuối kỷ Đệ tứ. Các thời kỳ lạnh giá của Pleistocen mực nước biển đã nhiều lần thấp hơn mực nước hiện tại từ độ sâu 30m đến 100m. Do đó, người ta hay dùng danh từ đới thềm lục địa để chỉ phần diện tích bị ngập nước trong một thời gian nào đó của lịch sử địa chất.

3.1.1. Địa hình lục địa

Địa hình lục địa là sản phẩm của quá trình địa chất nội sinh và ngoại sinh; có thể khái quát như sau:

– Quá trình nội sinh:

+ Hoạt động đứt gãy tạo các dòng sông, các bồn trũng kiểu địa hào và các địa lũy trước núi.

+ Hoạt động tạo núi: tạo các dãy núi cao có địa hình đa dạng, phân cắt và hệ thống thủy văn.

+ Hoạt động núi lửa: hình thành các dãy núi hoặc các đỉnh núi cao sắc nhọn và hiểm trở, đặc biệt là các núi lửa có thành phần magma axit như Tam Đảo (Vĩnh Phúc), Thái Nguyên, Chóp Chài (Lạng Sơn), Đèo Ngang (Hà Tĩnh – Quảng Bình)...

– Quá trình ngoại sinh:

+ Hoạt động phong hóa phá hủy đá gốc khi đá lộ ra trên bề mặt vỏ Trái Đất.

+ Hoạt động xói mòn, xâm thực do hệ thống thủy văn (suối, mương xói, sông ngòi) dẫn đến hình thành các bề mặt san bằng, các thềm mài mòn, mài mòn – tích tụ của sông và biển, các núi cao có địa hình dốc hiểm trở, phân cắt mạnh biến thành vùng núi thấp và vùng đồi có địa hình mềm mại.

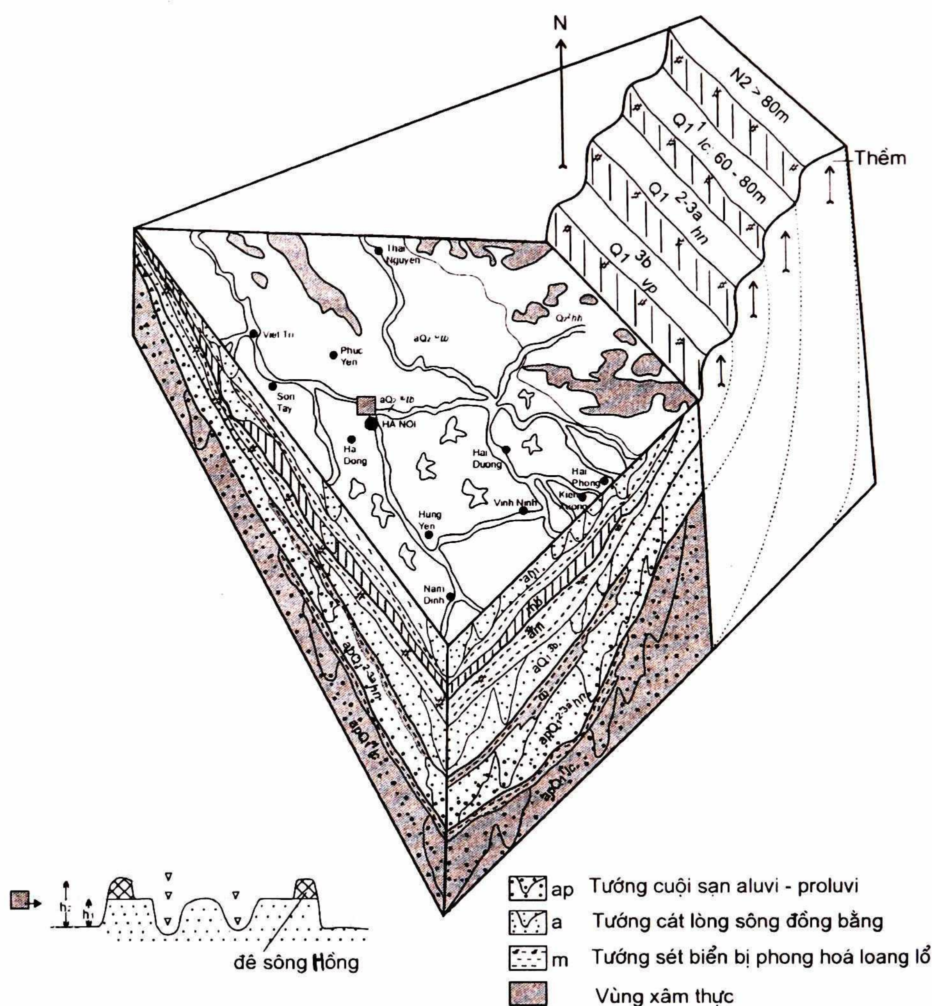
+ Hoạt động vận chuyển phân dị và lắng đọng trầm tích do gió và môi trường nước tạo nên các kiểu thực thể trầm tích đa dạng làm thay đổi sơn văn, địa hình nguyên thủy của quá trình nội sinh. Các địa hình liên quan đến tích tụ trầm tích tiêu biểu là:

⇨ Sườn tích: là thực thể trầm tích được vận chuyển từ vỏ phong hóa tích tụ trên các sườn núi, sườn đồi do các dòng chảy tạm thời (mương xói) hoặc các dòng chảy thường xuyên như suối, phủ trực tiếp trên đá gốc còn tươi hoặc đè lên vỏ phong hóa. Những nơi nào sườn tích có bề dày lớn, quá trình tích tụ lâu dài thì ở đó địa hình thoải hơn. Ngược lại, những nơi không có sườn tích, vỏ phong hóa mỏng, thậm chí còn lộ đá gốc tươi thì ở đó địa hình phân cắt mạnh, núi dốc đứng cheo leo, hiểm trở, ví dụ địa hình vùng núi có đá phun trào axit.

⇨ Đồng bằng có nguồn gốc sông và sông – biển hình thành trong Đệ tứ khoảng 1,6 triệu năm đến nay có những đặc điểm chung và những nét riêng đặc thù do điều kiện cấu trúc địa chất và địa lý tự nhiên quy định. Đặc điểm chung là các đồng bằng được sinh ra và trưởng thành qua 5 giai đoạn chịu sự điều tiết của 5 pha biển tiến và biển thoái toàn cầu. Vì vậy, từ đồng bằng Bắc Bộ rộng lớn đến các đồng bằng hẹp ven biển miền Trung và đồng bằng Nam Bộ thẳng cánh cò bay đều được hoàn thiện vào Holocen muộn; có độ cao tương đối giống nhau so với mực nước biển, thấp hơn những vùng phù sa cổ ven rìa đã bị nâng lên tạo thành thềm sông (hình 3.2).

⇨ Các địa hình do gió ở sa mạc và cồn cát ven biển như cồn cát ven biển miền Trung Việt Nam đều có điểm chung: cát đụn có dạng lưỡi liềm (Báckhan), phân lớp gợn sóng trên mặt và phân lớp xiên chéo bên trong các thực thể cát.

Địa hình cát ven biển miền Trung là kết quả 2 quá trình: biển và gió. Vì vậy có thể tìm thấy địa hình của đê cát ven bờ và lagoon điển hình như cửa Thuận An (Thừa Thiên Huế), ở Quảng Nam, Quảng Ngãi hoặc địa hình tàn dư của "đôi bạn" song sinh ở Quảng Bình, Phan Thiết (hình 3.3a, b).



Hình 3.2. Sơ đồ khối các phức hệ tướng aluvi đồng bằng sông Hồng (Trần Nghi, 2001)

Địa hình Karst rất phổ biến ở nước ta, phát triển ở các vùng núi đá vôi như Phong Nha – Kẻ Bàng (Quảng Bình), Thanh Hóa, Ninh Bình, Lạng Sơn, Hạ Long (Quảng Ninh), Cát Bà (Hải Phòng), Đồng Văn (Hà Giang), cao nguyên Mộc Châu (Sơn La) v.v...

Đặc trưng của địa hình Karst là phân cắt mạnh, hiểm trở, núi đá với dốc đứng, đỉnh nhọn phát triển cliff kiến tạo, các thung lũng lấp đầy hố Karst đa dạng, độc đáo, phong cảnh đẹp và kỳ vĩ, tạo thành nhiều bậc khác nhau đánh dấu lịch sử hình thành và phát triển lâu dài hàng chục triệu năm từ Paleogen đến Đệ tứ và hiện tại vẫn đang còn tiếp diễn.

Có thể chia quá trình hình thành hang động Karst thành 2 giai đoạn:

– Giai đoạn chuyển động nâng tạo núi khối tảng, đá vôi bị phá hủy cơ học do đứt gãy, ép trồi, hình thành các động và hang "thô sơ".

– Giai đoạn rửa lũa – bào mòn – đánh bóng và mở rộng quy mô, kích thước của hang động theo 3 chiều do quá trình hòa tan và kết tủa đã tạo ra thạch nhũ, măng đá, vú đá, travectin là những sản phẩm thứ sinh tạo dáng và trang điểm cho hang động thành một cảnh quan độc đáo, huyền ảo cuốn hút du khách hết ngạc nhiên này đến ngạc nhiên khác. Di sản thiên nhiên thế giới vịnh Hạ Long và Vườn Quốc gia Phong Nha – Kẻ Bàng là những hang động hấp dẫn đến như vậy (hình 3.4a, b).



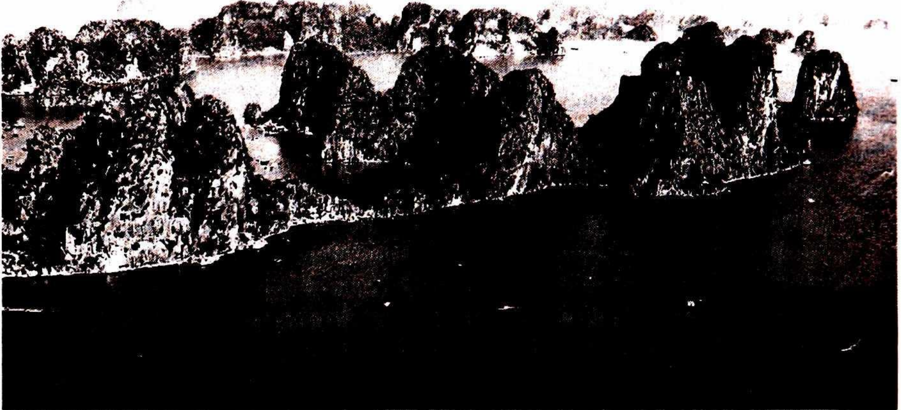
Hình 3.3a. Đê cát Thuận An – Thừa Thiên Huế cao 20 – 30m, rộng 5 – 7km chạy dài 60km song song với lagoon (phá) bên trong rộng từ 1 – 2km (Ảnh Trần Nghi, 1995)



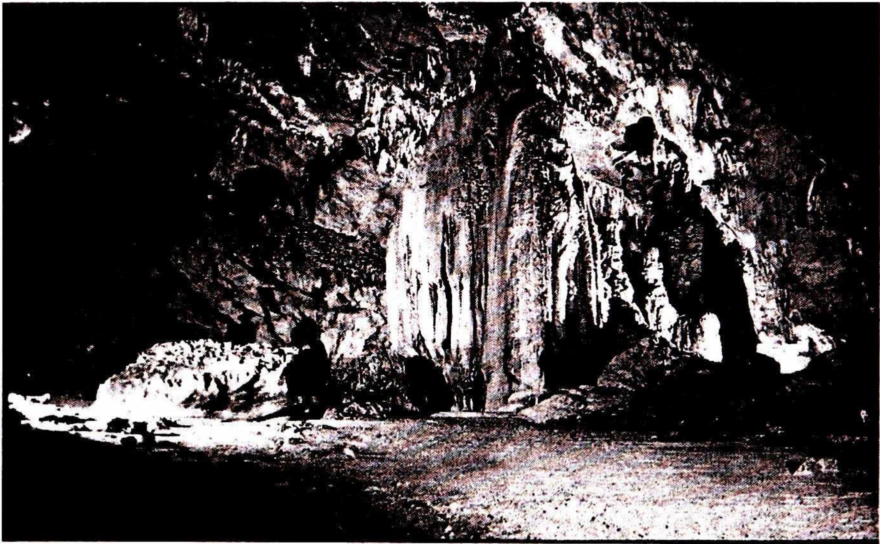
Hình 3.3b. Đê cát ven bờ cổ ở Chí Công – Bình Thuận tuổi Pleistocen có hai thế hệ: cát trắng ở dưới, cát đỏ ở trên bờ biển đang bị xói lở mạnh (Ảnh Trần Nghi, 1998)

⇨ Địa hình bờ biển: địa hình bờ biển là kết quả của hoạt động nội sinh và ngoại sinh. Hoạt động nội sinh bao gồm chuyển động kiến tạo (đứt gãy, nâng – hạ), hoạt động núi lửa. Hoạt động ngoại sinh bao gồm quá trình

bồi tụ, xói lở 2 bờ do tương tác sông – biển và tương tác lục địa – biển. Quá trình bồi tụ và xói lở có cấu trúc địa chất và thành phần thạch học liên quan đến các yếu tố động lực đặc trưng và tạo nên các dạng bờ biển tiêu biểu:



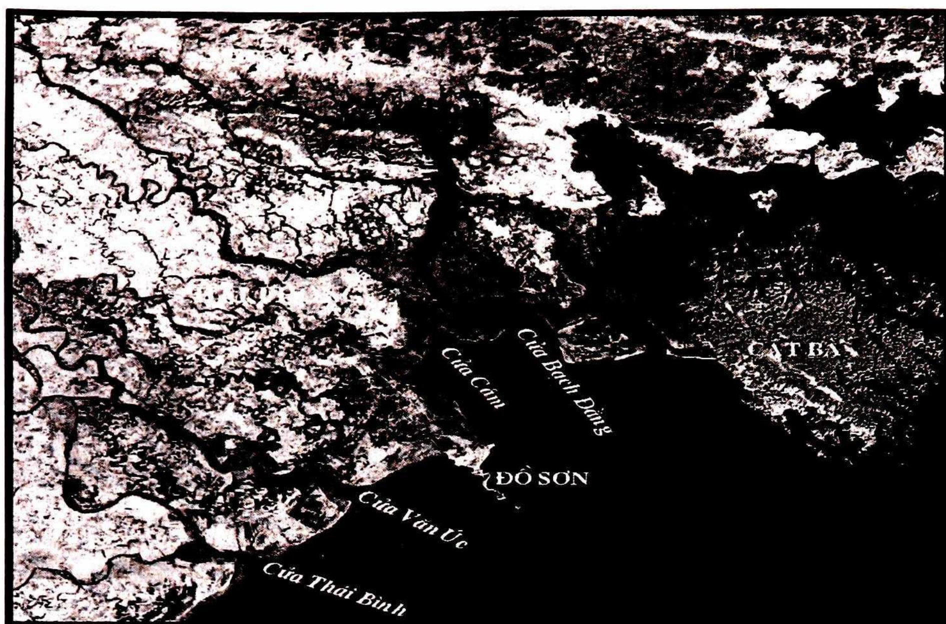
Hình 3.4a. Di sản thiên nhiên thế giới Vịnh Hạ Long (Ảnh Tạ Hòa Phương)



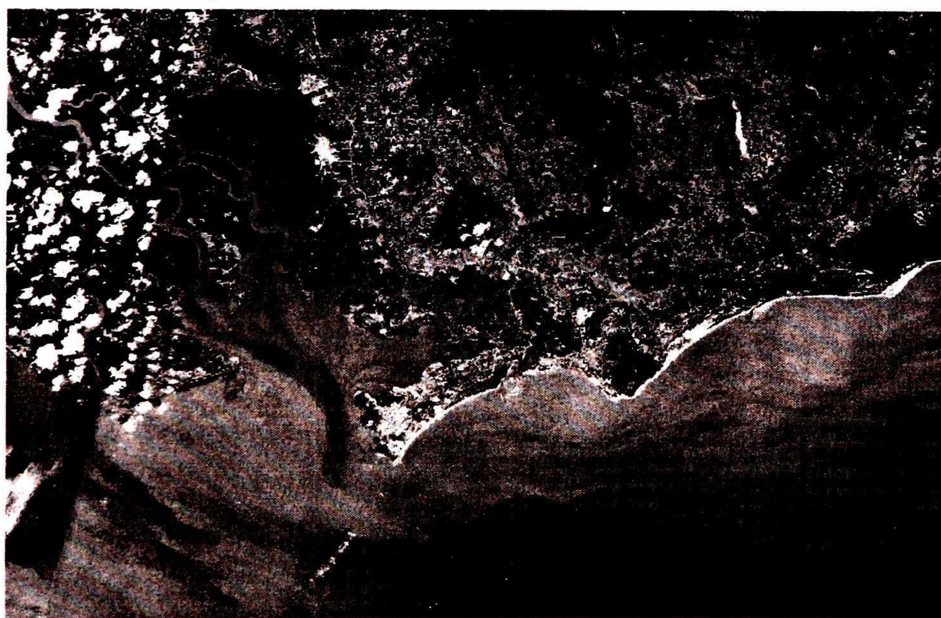
Hình 3.4b. Nhũ đá khổng lồ trong hang Phong Nha (Ảnh Howard L)

– Bờ biển cửa sông hình phễu: chuyển động kiến tạo sụt lún thống trị, thiếu hụt trầm tích, cửa sông có dạng hình phễu (estuary) điển hình là cửa sông Bạch Đằng, cửa Soi Ráp (hình 3.5a, b).

– Bờ biển hình quạt: chuyển động kiến tạo sụt lún nhẹ, cửa sông dư thừa trầm tích, đền bù vượt quá biên độ sụt lún kiến tạo, bờ biển bồi tụ, đường bờ dịch chuyển về phía biển điển hình là bờ biển châu thổ sông Hồng, châu thổ sông Cửu Long (hình 3.6a, b).

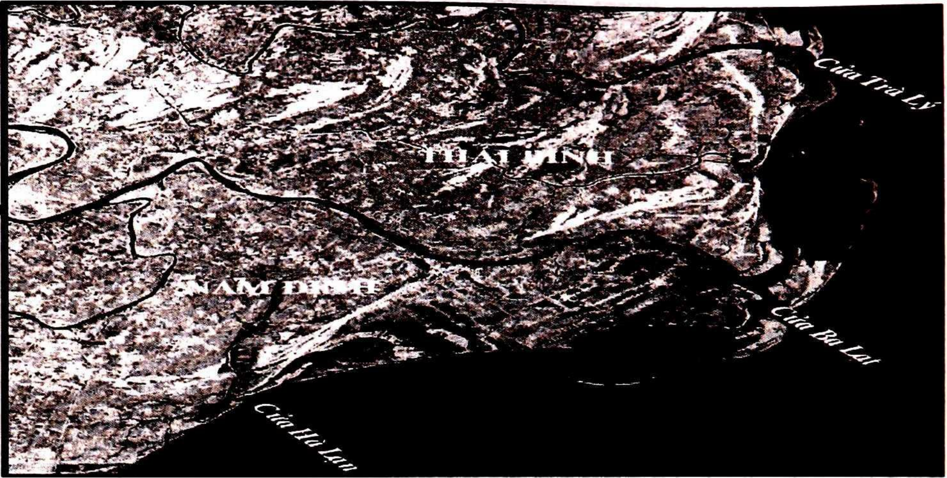


Hình 3.5a. Cửa sông hình phễu do thuỷ triều phá huỷ 1 châu thổ cổ 1.500 năm về trước (cửa sông Bạch Đằng)

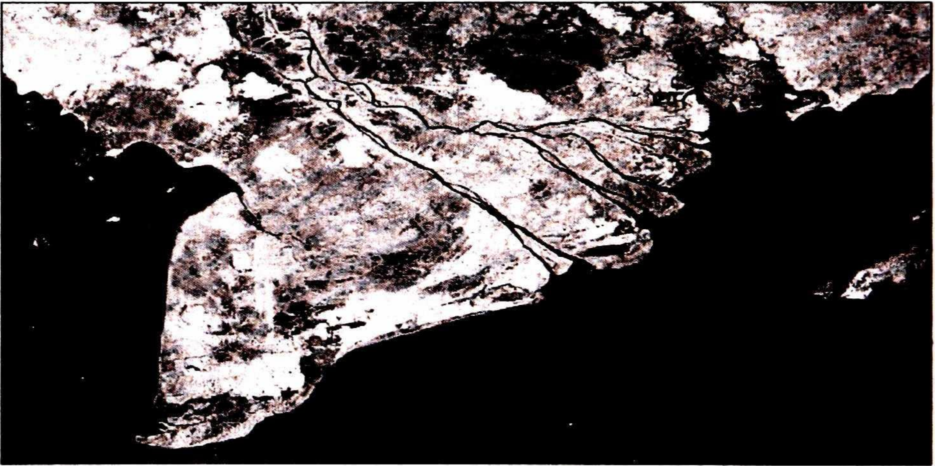


Hình 3.5b. Cửa sông hình phễu do thuỷ triều phá huỷ 1 châu thổ cổ 1.500 năm về trước (Cửa Soài Rạp)

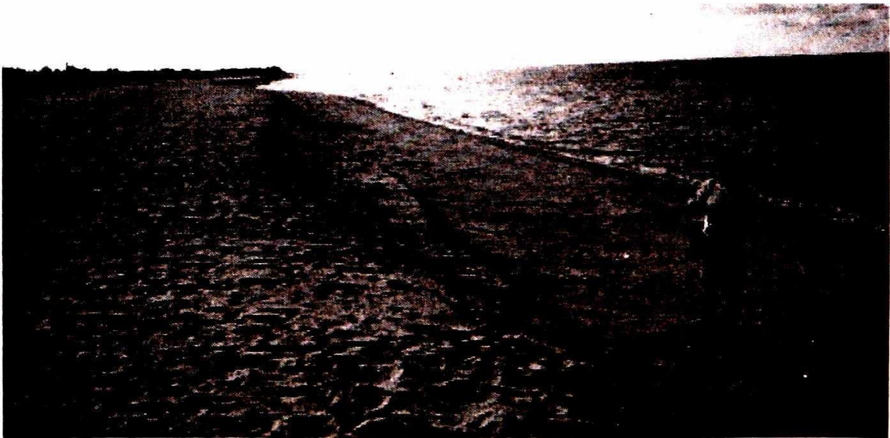
– Bờ biển có hình cánh cung lõm: đặc trưng cho các vùng bờ cát thạch anh chọn lọc, mài tròn tốt đang bị xói lở nằm giữa hai mũi biển là đá gốc rắn chắc. Điển hình kiểu bờ biển này ở khu vực miền Trung Việt Nam (từ Nghệ An đến Phan Thiết) (hình 3.7a, b).



Hình 3.6a. Bờ biển châu thổ bồi tụ mạnh có hình lưỡi xẻng (sông Hồng)



Hình 3.6b. Bờ biển châu thổ đồng bằng sông Cửu Long bồi tụ mạnh có hình dẻ quạt



Hình 3.7a. Bãi triều cát có hai bậc ở nam sông Gianh, Quảng Bình (Ảnh Trần Nghi, 1997)

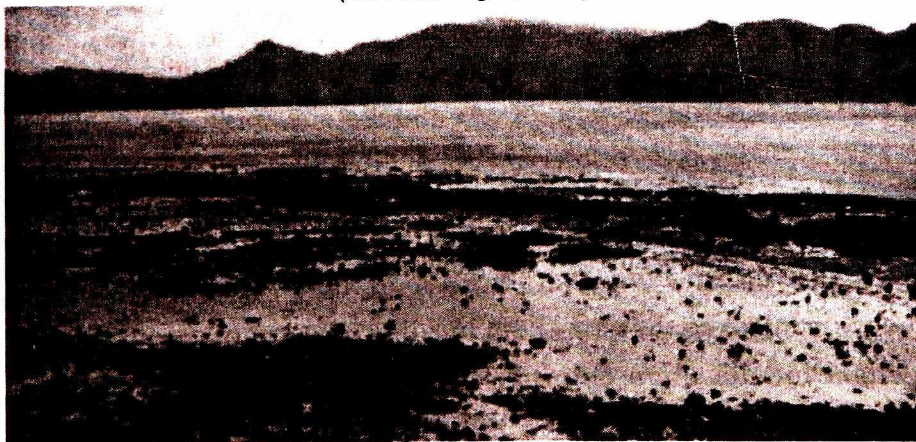
Bên dưới: dốc, bãi triều thấp; Bên trên: bãi triều cao, thoải.



Hình 3.7b. Bãi triều cát do xói lở cát đỏ Pleistocen có tuổi trên 20.000 năm cách ngày nay và tái trầm tích (phía đông sân bay Phan Thiết) (Ảnh Trần Nghi, 2001)



Hình 3.8a. Thềm mài mòn cổ, nay nằm ở độ cao 4m, 15m ở bờ biển đông nam Sysney (Úc) (Ảnh Trần Nghi, 1996)



Hình 3.8b. Thềm mài mòn trên đá granodiorit – rộng 100m. Dốc Trâu Té – Côn Đảo (Ảnh Trần Nghi, 2000)

– Bờ biển có dạng doi cát nối đảo (Tombolo) và các vịnh nhỏ. Điển hình kiểu bờ này là ở Khánh Hòa, Bình Định.

– Bờ biển có đá gốc lộ ra thường có dạng sau: vách cliff dựng đứng, thềm (bench) mài mòn do sóng, bãi triều, khối tảng, cuội sạn mài tròn tốt, chọn lọc kém (đảo Phú Quốc, bờ biển Đồ Sơn, Cửa Lò – Nghệ An, Nam Trung Bộ, đảo Côn Sơn, đảo Lý Sơn, Cù Lam Chàm) (hình 3.8a, b).

3.1.2. Địa hình biển và đại dương

a) Địa hình thềm lục địa

Ủy ban thế giới về danh pháp các dạng đáy biển định nghĩa: "*Thềm lục địa là một đới bao tỏa quanh lục địa được giới hạn từ đường mực nước thấp nhất đến độ sâu mà ở đó đường cong sườn dưới nước tăng đột ngột*".

Định nghĩa này chưa được nhiều nhà địa chất nhất trí song nó khá dễ hiểu và quan trọng là làm rõ được các tiêu chuẩn của thềm lục địa. Các tiêu chuẩn theo O.K. Leonchep (1983) có thể khái quát như sau:

– Có sự thống nhất chung cấu tạo địa chất của thềm lục địa và lục địa kế cận.

– Vị trí thềm lục địa có tính đặc thù trong bối cảnh chung của địa hình đáy đại dương, chúng là phần rìa lục địa ngập nước, phần ngập nước của các đảo và gờ nâng. Đó là nơi đã và đang tác động hết sức mạnh mẽ bởi các quá trình địa chất nội – ngoại sinh trong môi trường biển nông.

– Còn bảo tồn các dạng địa hình trên cạn tàn dư. Điều đó chứng tỏ cách đây không lâu đất liền đã từng có mặt ở thềm lục địa hiện nay.

– Đới có bề mặt tương đối phẳng.

Ranh giới ngoài của thềm lục địa có độ sâu đạt tối đa 200 – 600m hoặc sâu hơn tùy theo cấu tạo địa chất sườn lục địa. Ở một số nơi, ranh giới này không rõ nên để bảo vệ ranh giới lãnh hải có nước lấy ranh giới ngoài ở độ sâu 600m. Ở Biển Đông nước ta, do cấu tạo địa chất phức tạp của kiểu biển rìa nên ranh giới ngoài có nơi đạt tới hàng ngàn mét.

Thềm lục địa chia ra thềm nội (phần giáp đất liền), thềm giữa và thềm ngoài (giáp sườn lục địa). Ranh giới giữa chúng được phân định tuỳ theo từng vùng. Phần ngoài cùng của thềm là mép thềm (shelf – break).

Theo nguồn gốc có thể chia thềm lục địa ra ba kiểu:

– Thềm lục địa nhận chìm: là các đồng bằng tích tụ – bào mòn và bào mòn – tích tụ nửa ngập nước tương ứng với đới rìa các miền lục địa bị ngập nước.

– Thềm lục địa mài mòn của rìa các công trình tạo núi trẻ, cung đảo và đảo đại dương.

– Thềm lục địa tích tụ châu thổ.

Cấu tạo vỏ Trái Đất ở thềm lục địa cũng tương tự như ở lục địa, nghĩa là có lớp đá trầm tích, lớp granit, bazan và mặt Moho nằm khá sâu.

b) Sườn lục địa

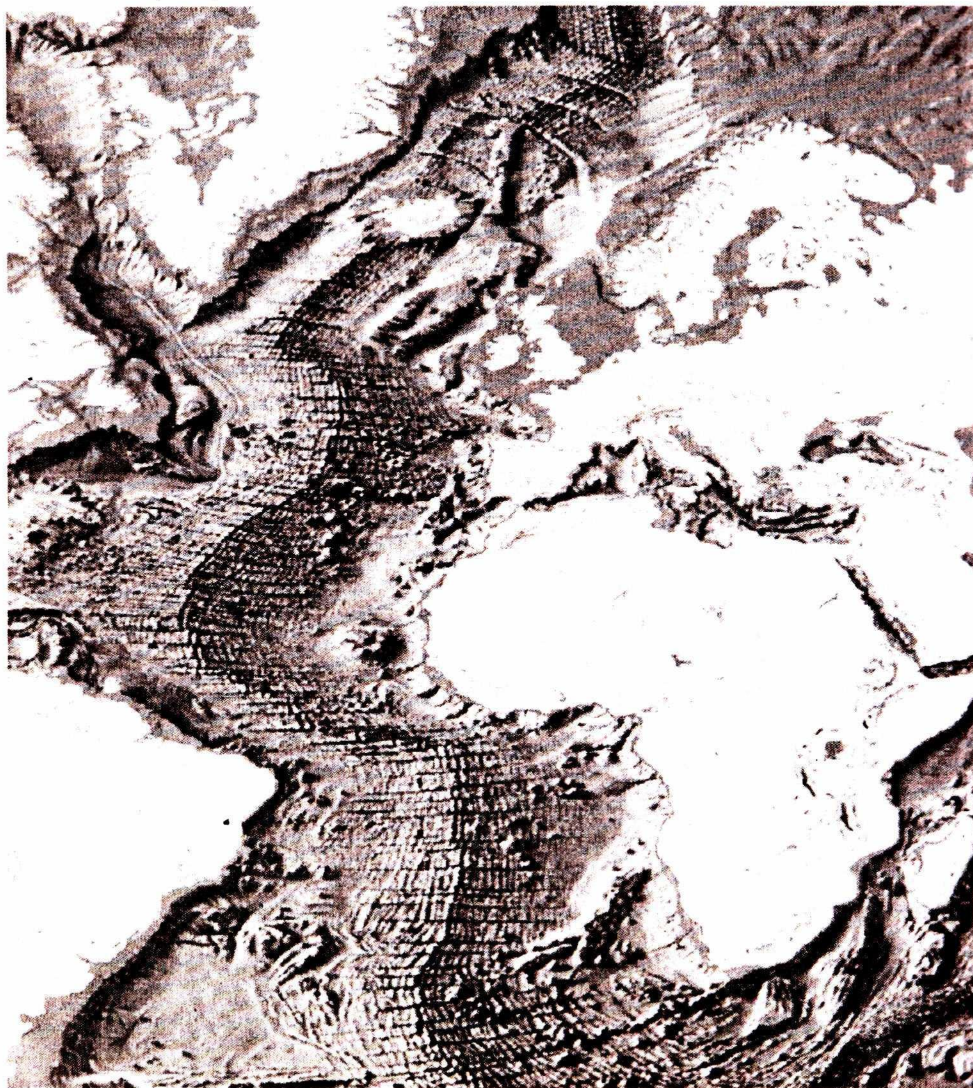


Hình 3.9. Địa hình đáy biển và đại dương với rìa lục địa tích cực (Thái Bình Dương)

Sườn lục địa có độ sâu tối thiểu là 200m và chìm sâu đến 3.000 – 4.000m trong trường hợp rìa thụ động và đến 5.000 – 10.000m ở rìa lục địa tích cực. Góc nghiêng sườn lục địa từ 4 – 5°, có khi dốc, có khi thoải song độ

dốc này gấp khoảng 200 lần độ dốc trung bình của thềm lục địa (hình 3.1). Kể cả thềm lẫn sườn lục địa đều bị chia cắt bởi các thung lũng và rãnh sâu (canhon). Đỉnh của chúng có khi nằm sát đường bờ (hình 3.11; 3.12).

Trong phạm vi rìa lục địa thụ động sườn lục địa dần dần nghiêng về phía đại dương và chuyển sang chân lục địa. Ở đây chân lục địa có độ dốc 0,15 – 1° và có độ sâu 4.000 – 5.000m. Trên đó bị phân cắt bởi nhiều thung lũng, máng, lòng chảo, có khi tạo nên hình khung cánh quạt. Chúng có thể nằm trên vỏ lục địa nhấn chìm hoặc vỏ đại dương (hình 3.10; 3.13).

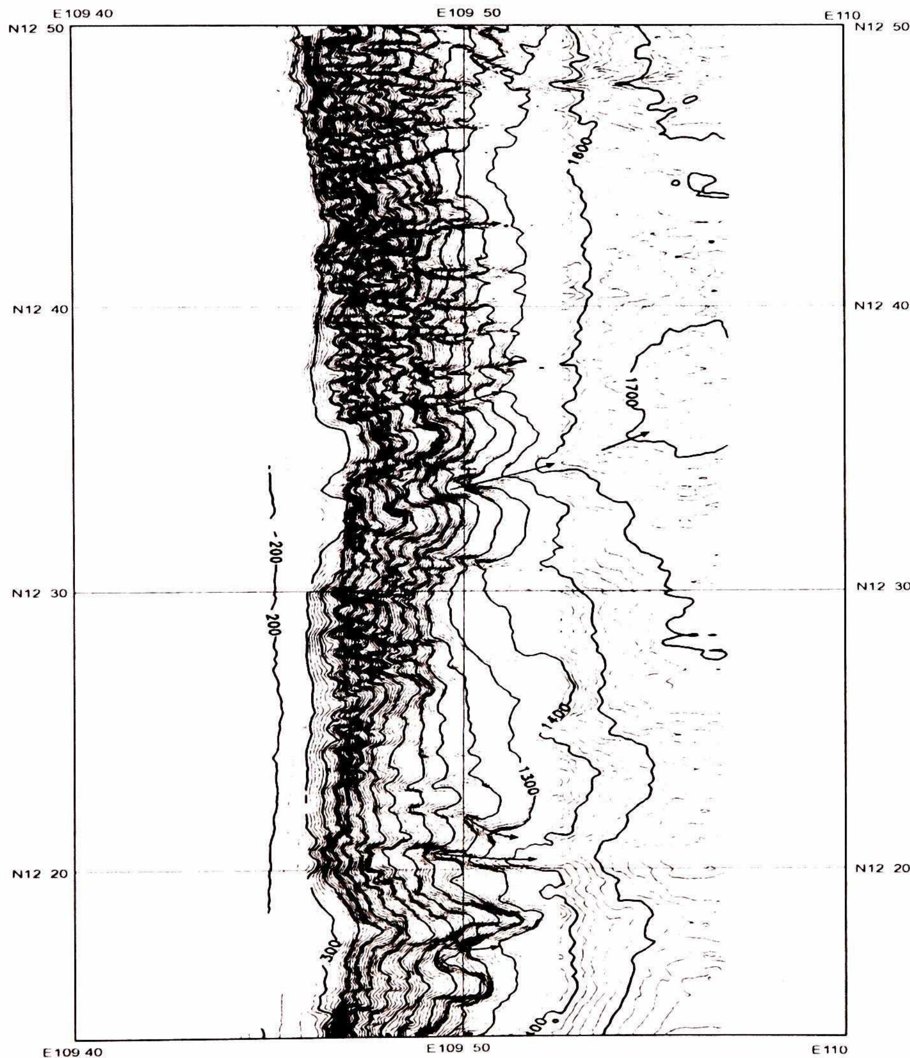


Hình 3.10. Địa hình đáy biển và đại dương với rìa lục địa thụ động (Đại Tây Dương) (theo LePichon)

Rìa lục địa tích cực kiểu Thái Bình Dương không có chân lục địa và sườn của chúng thường chuyển thẳng vào máng nước sâu đại dương. Chiều

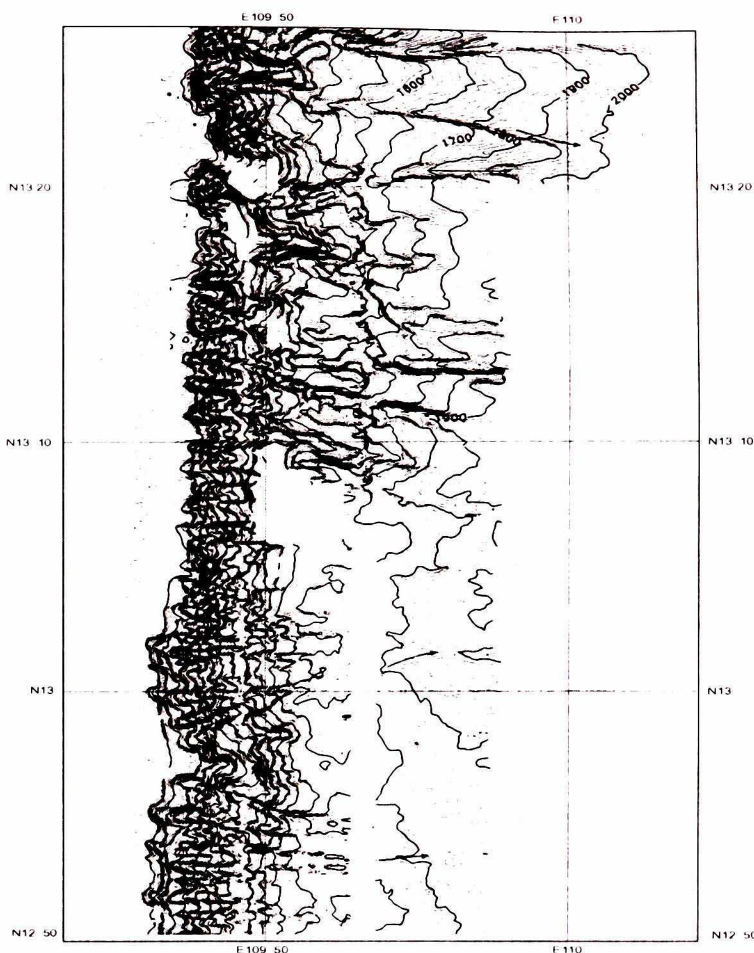
rộng các máng như vậy thay đổi từ 70 đến 100km, chiều dài hàng trăm đến hàng ngàn km, chiều sâu có thể đạt tới trên 10.000m. Ví dụ: máng Tonga có độ sâu đạt tới 10km và máng Marian sâu hơn 11km (hình 3.9).

Theo độ sâu, người ta chia ra biển khơi (sâu trên 3.000m), biển thẳm (3.000 – 6.000m) và biển vực sâu (hơn 6.000m). Ngoài ra còn có những tên gọi khác như lòng chảo đại dương hay rốn đại dương là những vùng nước sâu trên 3.000m, có bề mặt khá phẳng; còn vùng trũng nước sâu là vùng có độ sâu trên 6.000m.



Hình 3.11. Hệ thống canhon phát triển trên thềm lục địa miền Trung Việt Nam (theo khảo sát tàu Atalant – Pháp, 1995)

Sườn và chân lục địa có địa hình lởm chởm phức tạp với nhiều ngọn núi, đồng bằng dưới nước và có những ngọn núi cao 2.000 – 3.000m đứng riêng lẻ (seamounts) (hình 3.9).



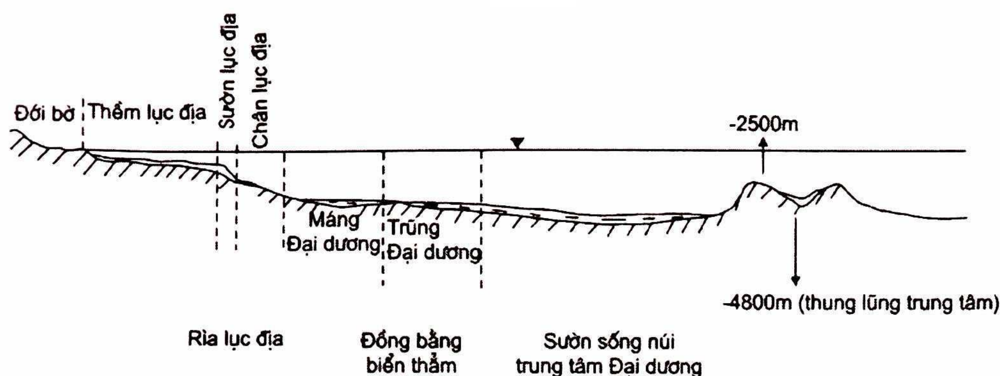
Hình 3.12. Hệ thống canhon phát triển trên thềm lục địa miền Trung Việt Nam (theo khảo sát tàu Atalant – Pháp, 1995)

c) Địa hình chân lục địa

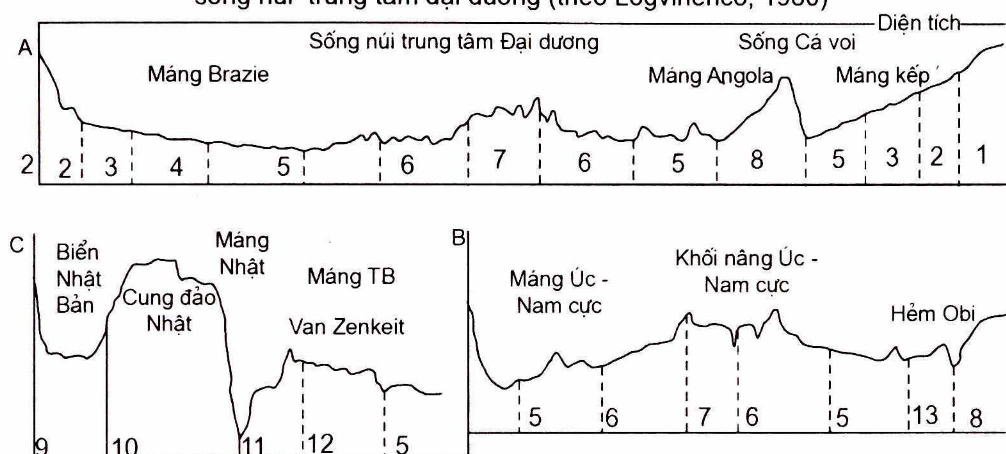
Chân lục địa là một dải tương đối hẹp có dạng nón quạt ngầm không liên tục nằm ở chân dốc sườn lục địa. Chân lục địa thường là những thể turbidit - sản phẩm hỗn hợp của dòng chảy theo thung lũng canhion từ sườn lục địa đổ vào lòng chảo đại dương trộn lẫn bùn sét, bùn vôi, bùn silic và vật liệu núi lửa được tái phân bố do dòng rối của đáy biển sâu. Chiều rộng và chiều dày của trầm tích "chân lục địa" là tiêu chí quan trọng để xác định ranh giới ngoài của thềm lục địa mỗi quốc gia. Đường ranh giới ngoài được vạch theo đường đẳng dày 1/100 chiều rộng của chân lục địa.

d) Trũng đại dương

Địa hình các trũng đại dương phần lớn được xác định bởi bản chất các rìa lục địa liên quan với chúng (hình 3.13; 3.14).



Hình 3.13. Các yếu tố địa mạo cơ bản đáy đại dương, qua mặt cắt vuông góc với hướng sống núi trung tâm đại dương (theo Logvinenco, 1980)



Hình 3.14. Các mặt cắt đáy Đại Tây Dương (A); Nam Ấn Độ Dương (B) và Tây Bắc Thái Bình Dương (C) (theo Logvinenco, 1980)

1– Thềm lục địa
2– Sườn lục địa
3– Rìa lục địa
4– Đồng bằng biển thẳm, phẳng đáy đại dương
5– Địa hình đồi núi biển thẳm
6– Đới cánh các sống núi trung tâm
7– Các đới rift của sống núi trung tâm
8– Các sống núi vòm – khối tảng đại dương của đáy đại dương
9– Máng biển rìa ở đới chuyển tiếp
10– Cung đảo
11– Máng nước sâu
12– Van rìa (gờ) đáy đại dương
13– Đới đứt gãy đại dương
14– Các núi dưới nước riêng biệt

Chẳng hạn như chân của sườn lục địa rìa thụ động thường gắn liền với vùng đồng bằng biển thẳm. Trên bề mặt của chúng nhô lên một số ngọn núi đơn lẻ dưới nước và gặp ít thung lũng nông thuộc phần kéo dài các hẻm sâu từ sườn lục địa (hình 3.14A).

Trong khi đó đáy đại dương rìa tích cực thường bị băm nát bởi các đứt gãy. Ở đây ngoài các núi cao trên 1.000m còn có vô số các đồi núi biển thẳm cao vài trăm mét (hình 3.14C). Các đồi núi này ở rìa lục địa thụ động (yên

tĩnh) cũng khá nhiều song bị chôn vùi dưới lớp trầm tích dày và chỉ thấy trên mặt cắt địa chấn. Rìa lục địa kiểu Đại Tây Dương nói chung được đặc trưng bởi sự có mặt của lớp phủ trầm tích dày, chủ yếu có thành phần vật liệu do các dòng chảy cổ chuyển tải hạt vụn ra biển. Địa hình đá gốc bị lớp trầm tích này bao phủ. Ở đới lục địa tích cực các máng nước sâu đại dương tạo nên bẫy tích tụ trầm tích hết sức đa dạng và các núi đồi biển thẳm được phủ bởi một lớp mỏng trầm tích xa bờ.

e) Địa hình các sống núi trung tâm đại dương

Các sống núi trung tâm đại dương là những dãy núi kỳ vĩ nằm giữa các đại dương, chiếm khoảng 1/3 diện tích đại dương thế giới. Trên các sống núi nằm ở sâu khoảng 5000m, đỉnh núi thường đạt độ cao 2500m, đôi khi nhô lên khỏi mặt biển. Chiều rộng chân núi đạt từ 1000 - 3000km. Đây là đới "động" bởi hoạt động địa chấn tăng cao và hoạt động núi lửa mạnh. Các sống núi này kéo dài qua tất cả các đại dương và đạt trên 70.000km (hình 3.9; 3.10; 3.13; 3.14).

Các sống núi bị chia cắt bởi rất nhiều đứt gãy chuyển dạng (đứt gãy ngang) làm cho các khối bị xê dịch tương đối với nhau. Các trục đối xứng của sống núi (đường sống lưng hay đỉnh núi) thường trùng với thung lũng trung tâm với chiều rộng tương đối hẹp (gần 30km) và cắt sâu xuống (đến 2km). Các thung lũng này tương tự như rift lục địa nên gọi là rift đại dương.

g) Các dạng khác của địa hình đáy đại dương

– *Núi dưới nước:* Thường là các núi lửa cổ phân bố rời rạc trên đáy biển và đại dương. Mật độ các ngọn núi tăng cao thường là ở Tây Thái Bình Dương. Trên đáy Biển Đông Việt Nam cũng gặp nhiều ngọn núi do hoạt động núi lửa ở độ sâu trên 2500m (hình 3.9; 3.10).

Bảng 3.1. Diện tích các yếu tố địa hình dưới nước (theo V.N. Xtepanov, 1974)

Cấu trúc vĩ mô (lớn)	Độ sâu (m)	Tất cả đại dương		Đại dương trừ biển		Các biển	
		km^2	%	km^2	%	km^2	%
Thềm lục địa	0–200	27491	7,6	9851	3,0	7640	50,6
Sườn lục địa	200–2000	54968	15,2	43227	13,4	8681	33,7
Nền đại dương	> 3000	277128	77,2	272616	83,6	5511	15,7

– *Các sống núi địa chấn ổn định:* Chúng là các khối nhô kéo dài khá yên tĩnh về mặt địa chấn. Nguồn gốc các dãy núi ngầm này cũng do các hoạt động núi lửa dưới biển.

– *Các đảo và quần đảo núi lửa*, trên đó phát triển san hô atol; kích thước, diện tích của các dạng địa hình chính dưới nước trình bày ở bảng 3.1.

Theo mô tả ở trên có thể chia ra ba nhóm địa hình lớn trên đáy biển và đáy đại dương như sau:

– Các sống núi tâm đại dương cùng với các trũng nước sâu tạo nên không gian đại dương.

– Thềm lục địa thuộc nội lục.

– Sườn lục địa, chân lục địa thuộc vào đới đệm hay chuyển tiếp.

– Một số dạng chuyển tiếp thể hiện ở hình 3.8, gồm ba kiểu đặc trưng:

+ Rìa Tây Thái Bình Dương – Viễn Đông: biển Nhật Bản – Nhật Bản – Thái Bình Dương.

+ Rìa Đông Thái Bình Dương – Viễn Đông: biển Nhật Bản – Nhật Bản – Thái Bình Dương.

+ Bắc Băng Dương – Châu Á: biển OKhot – Biển Bắc Băng Dương.

g) Địa hình đáy biển

Bảng 3.2. Diện tích và độ sâu các biển (Theo Logvinenco, 1976)

Tên biển	Diện tích (10^3 km^2)	Độ sâu trung bình (m)	Độ sâu lớn nhất (m)
Biển rìa			
Loại máng			
Berinh	2315	1640	4151
Okhot	1603	821	3916
Biển Vàng, Hoàng Hải, Hoa	1252	219	2999
Đông	1062	1535	3899
Nhật Bản	3537	1034	5559
Biển Đông Việt Nam	4068	2243	9123
San hô	3336	3285	5694
Tasman (Đông Nam Úc)	2777	2429	7491
Caribe			
Loại phẳng			
Barenxov	1045	100–350	600
Biển Bắc	565	87	725
Biển nội lục			
Loại máng			
Địa Trung Hải	2505	1438	5121
Biển Đỏ	460	396	3039
Biển Đen	422	1315	2210
Kaspien	437	–	980
Loại phẳng			
Azov	38	3–13	14,5
Aran	66	–	68
Bantic	419	51	470

Biển là các thủy vực nằm giữa đại lục hoặc nằm sát các đại lục và liên thông với đại dương qua các đảo và quần đảo. Theo địa mạo và độ sâu, biển được làm hai loại: loại đáy bằng phẳng và loại máng sâu hay biển nông và biển sâu. Biển nông thường có đáy phẳng đặc trưng cho miền nền hay gọi là biển á lục địa. Còn biển máng có đáy khá sâu và địa hình đáy phân cắt đặc trưng cho địa máng hay đới hút chìm. Tuy nhiên có ngoại lệ ví dụ như biển Java (Indonesia) có đáy phẳng song nước sâu và có khi trong một biển vì có rìa khác nhau nên mang sắc thái của cả hai loại (biển Đen, Kaspien).

Theo mối tương quan với lục địa (đất liền) chia ra biển nội lục (giữa lục địa) và biển ven đại dương. Diện tích và độ sâu một số biển tiêu biểu được thống kê trong bảng 3.2.

Địa hình đáy nhiều biển có thể chia ra các yếu tố như đáy đại dương: thềm lục địa, sườn lục địa; ở một số biển có đới chân (rìa) lục địa, thậm chí có đồng bằng biển thẳm và sống trung tâm với thung lũng rift, ví dụ như biển Nam Hải hay Biển Đông Việt Nam. Đương nhiên, các yếu tố địa mạo ở đây có kích thước nhỏ hơn.

Phần lớn các biển có độ sâu không lớn và có cấu tạo bề mặt khá phức tạp. Biển Azov chỉ sâu 14m có địa hình đơn giản. Biển Ban Tích có bề mặt đáy khá bằng phẳng song bị phức tạp thêm bởi các doi cát, cồn cát, val cát và các dải cuội – sạn băng hà và các thể sót đá gốc còn bồn và máng trũng ít gặp. Biển Barenxov nằm băng hà và các thể sót đá gốc còn bồn và máng trũng ít gặp. Biển Barenxov nằm trong đới thềm lục địa với bề mặt có nhiều bồn trũng, vùng nhô và các bãi cạn. Biển Berinh, Địa Trung Hải v.v... có địa hình phức tạp do sự gặp nhau của các uốn nếp hướng kinh tuyến và vĩ tuyến, có các trũng sâu, các máng sâu với hướng khác nhau. Ở đáy biển Caribe có lớp vỏ đại dương...

Đặc biệt đáy biển Đỏ có đáy là thung lũng riftơ, còn Biển Đông Việt Nam có địa hình như một đại dương thu hẹp, ở đây có đầy đủ các yếu tố thềm lục địa, sườn lục địa, chân lục địa, đồng bằng biển thẳm và sống núi trung tâm với kiểu rift đại dương.

Nghiên cứu địa hình đáy biển và đại dương có tầm quan trọng về nhiều mặt. Đặc điểm địa hình ảnh hưởng tới sự di chuyển của nước và phát triển thế giới sinh vật. Vị trí tương đối của biển với lục địa, mức độ liên thông của nó với đại dương sẽ xác định độ muối của chúng, khối lượng vật liệu trầm tích vụn do sông mang tới, cũng như tính chất hoàn lưu của nước và sự phát triển của thế giới sinh vật. Đó là các thông số cần thiết để giải thích điều kiện tích tụ trầm tích trong các biển được coi là các bồn trũng trầm tích rộng lớn.

Bảng 3.3. Diện tích (triệu km²) các yếu tố địa mạo chủ yếu đáy biển đại dương (theo Leonchep, 1983)

Đại Dương	Rìa nước dưới				Đới chuyển tiếp				Đáy đại dương			Sống núi đới trung tâm	Tất cả
	Thềm lục địa	Sườn lục địa	Chân lục địa	Tất cả	Các cung đảo	Các trũng sâu	Các máng sâu	Tất cả	Các trũng	Sống núi đới nâng	Tất cả		
Bắc Băng Dương	7,7	2,8	0,9	11,4	–	–	–	–	2,3	1,1	3,4	0,4	15,2
Ấn Độ Dương	4,4	8,7	9,4	22,5	0,9	0,4	0,5	1,8	35,6	4,0	39,6	12,9	76,8
Đại Tây Dương	9,4	7,7	12,6	29,7	1,3	3,1	0,5	4,9	29,6	4,6	34,2	22,5	91,2
Thái Bình Dương	9,7	5,4	3,1	18,2	3,9	16,3	3,9	24,1	91,3	25,3	116,6	19,6	178,6
Toàn thế giới	31,2	24,6	26,0	81,8	6,1	19,8	4,9	30,8	158,5	35,0	193,8	55,4	361,8

Nghiên cứu địa hình còn giúp nghiên cứu cấu tạo địa chất đáy biển và qua đó luận giải sự hình thành biển và đại dương (hình 3.15).



Hình 3.15. Bản đồ địa hình DEM đáy Biển Đông và các vùng kế cận

3.2. ĐẶC ĐIỂM ĐỊA HÌNH ĐÁY BIỂN ĐÔNG VIỆT NAM VÀ KẾ CẬN

3.2.1. Khái quát

Thềm lục địa có thể diễn đạt một cách khác là phần kéo dài của lục địa bị ngập nước với những đặc điểm sau đây:

– Địa hình đáy biển thềm lục địa chủ yếu là những dạng địa hình tương đối bằng phẳng, nghiêng thoai thoải với độ dốc chung của bề mặt từ 0,1 – 0,2°.

– Bề mặt lục địa ngập nước có độ sâu nằm trong giới hạn từ 0m đến 200m, ở phía ngoài độ sâu này có sự biến đổi mang tính đột biến về độ dốc của địa hình.

– Có cấu trúc kiểu vỏ lục địa.

– Quá trình sụt chìm dạng bậc thang của vỏ lục địa đã tạo ra một loạt các bồn trũng tích tụ trầm tích với bề dày từ 8 – 14km như trũng sông Hồng, trũng Cửu Long, trũng Nam Côn Sơn, trũng Malay – Thổ Chu,... xen lẫn với các bồn trũng là các khối nhô thể hiện sự tương phản rõ nét trên địa hình đáy biển.

– Địa hình tích tụ các vật liệu thô như cát, sạn, sỏi, phân bố ở các độ sâu 25 – 30m; 50 – 60m; 100 – 120m; trên thềm lục địa và 300 – 400m; 700m và > 1000m là tàn dư của các bờ biển cổ được hình thành trong thời kỳ từ Pleistocen đến Holocen.

– Các yếu tố động lực hiện đại như: sóng, thủy triều, dòng chảy đóng vai trò vận chuyển và lắng đọng trầm tích, đó là những quá trình địa chất ngoại sinh hiện đại, đặc trưng cho đới ven bờ của thềm lục địa.

Địa hình thềm lục địa bao gồm các kiểu hình thái – nguồn gốc khác nhau nằm trong hai nhóm chính là địa hình tích tụ và tích tụ – mài mòn.

Các dạng địa hình tích tụ phân bố phổ biến trên thềm lục địa từ bờ đến mép ngoài của thềm lục địa.

Sự khác nhau về hình thái, cấu tạo, thành phần thạch học là kết quả tác động của các quá trình động học nội ngoại sinh phức tạp và lâu dài.

Vì vậy, theo quan điểm lịch sử phát triển có thể coi hình thái – nguồn gốc là cơ sở để phân loại các đơn vị địa hình – địa mạo, gọi tắt là địa hình.

3.2.2. Địa hình tích tụ và tích tụ – mài mòn trên thềm lục địa

Các bề mặt địa hình trên đáy biển thềm lục địa là kết quả quá trình tích tụ, quá trình mài mòn, bóc mòn và xâm thực phong hóa. Các quá trình đó diễn ra nối tiếp nhau, kế thừa nhau và cũng có thể phá hủy, xóa nhòa hoặc làm mờ nhạt quá trình trước đó. Bởi lẽ cứ mỗi pha biển thoái, trên đáy biển sẽ để lại nhiều dấu ấn, mài mòn do sóng ở các đới đường bờ cổ nhưng lại xuất hiện một diện tích lớn nổi cao trên mặt nước chịu quá trình xâm thực và tích tụ trầm tích aluvi và delta. Vì vậy ở đâu đó bị phong hóa thấm đọng loang lổ thì nơi khác đang phát triển các hệ thống sông và lạch triều vươn dài ra theo đường bờ cổ. Trên đáy biển nước ta từ 0m đến 50m nước có thể bắt gặp nhiều diện lộ rộng lớn tầng sét loang lổ Pleistocen muộn hoặc chỉ bị phủ trầm tích Holocen mỏng từ 0,5 – 1,5m. Đó là bằng chứng của một thời kỳ biển thoái và khí hậu khô – nóng. Các pha biển tiến cũng để lại dấu

ấn đường bờ cổ trong thời gian dừng tương đối song không phải là đường bờ mài mòn mà là "đường bờ tích tụ". Trên đó đặc trưng bởi các thể trầm tích đặc biệt: đê cát ven bờ, sét lagoon, cát – sạn bãi triều, đặc biệt là cát sạn laterit tha sinh. Ngoài các thành tạo đường bờ cổ biển tiến trên thềm lục địa được chồng phủ nhiều thế hệ trầm tích biển tiến chủ yếu là tướng bột sét, sét vôi biển nông vũng vịnh và châu thổ ngập nước (tiền châu thổ và sườn châu thổ).

1) *Địa hình tiền châu thổ* nằm trong đới tích tụ bị ảnh hưởng chủ yếu của sóng hiện đại thành phần bao gồm cát, bột và một phần sét, tiêu biểu là trước các sông chính như sông Hồng, sông Cửu Long v.v.

Chiều rộng của các kiểu địa hình này thay đổi từ độ sâu 0 – 20m nước.

Địa hình thường nghiêng và nhấp nhô gợn sóng tiêu biểu là vùng tiền châu thổ sông Cửu Long do sự có mặt của các hệ thống sóng cát ngầm, tàn dư cồn cát cửa sông cổ và các val cát được hình thành do tái trầm tích trong quá trình biển tiến.

Do có nguồn phù sa cung cấp dồi dào nên cả sông Hồng và sông Cửu Long có xu hướng nâng cao dần đáy biển trong quá trình biển lùi, thậm chí cả trong pha biển tiến hiện đại.

Sông có một vai trò quyết định đến quá trình hình thành và phát triển của các kiểu địa hình đồng bằng delta ngầm này, tuy nhiên sóng biển và thủy triều là tác nhân luôn luôn làm thay đổi hình thái bề mặt của chúng.

2) *Địa hình vũng vịnh hiện đại* chịu tác động của thủy triều, cấu tạo chủ yếu là cát nhỏ, bùn sét, phát triển trên các vùng sụt lún ven bờ. Thực chất đây là kiểu địa hình tích tụ dạng vũng vịnh phân bố ven bờ ở các khu vực như vịnh Hạ Long và các vịnh nhỏ ven bờ biển miền Trung. Trầm tích đáy vịnh là kế thừa của hai quá trình: biển tiến Flandrian, biển lùi Holocen muộn và biển tiến hiện đại.

3) *Địa hình tích tụ dạng delta thủy triều hiện đại* nằm giữa đảo Hải Nam Lôi Châu thuộc khu vực phía tây eo biển Quỳnh Châu (Trung Quốc).

Eo biển Quỳnh Châu nằm giữa đảo Hải Nam và bán đảo Lôi Châu nên eo biển có dạng như một kênh lớn, dài khoảng 80km, rộng 10 – 15km ăn thông giữa vịnh Bắc Bộ và Biển Đông (phần địa phận Trung Quốc). Sự chênh lệch về biên độ thủy triều giữa vịnh Bắc Bộ (3,0 – 3,5m) và Biển Đông (phần địa phận Trung Quốc) (phía đông bán đảo Lôi Châu h = 4,5 – 5,0m) đã biến eo biển thành một kênh dẫn với tốc độ dòng chảy rất mạnh (7 – 10 hải lý/giờ). Khi nước đổ vào vịnh Bắc Bộ tốc độ giảm, năng lượng triều được giải phóng dẫn đến quá trình tích tụ trước eo biển một nón quạt ngầm rất độc đáo.

Thành phần trầm tích lắng đọng ở nón quạt này chủ yếu là cát pha sạn do chế độ dòng triều lớn tạo nên.

4) *Địa hình tích tụ dạng vũng vịnh ở độ sâu 30 – 50m.* Thành phần trầm tích chủ yếu là cát mịn, bột sét lấp đầy trên các cấu trúc kế thừa bồn trũng Kainozoi. Trên bản đồ, kiểu địa hình này phân bố chủ yếu là ở bồn trũng Cô Tô – Lôi Châu và bồn trũng Cửu Long, chúng có hình dạng ô van nằm kẹp giữa các khối nhô, tàn dư của tướng vũng vịnh.

Địa hình trũng Cô Tô – Lôi Châu bị kẹp một bên là khối nâng Hải Nam, một bên là khối nâng Bạch Long Vĩ, còn đồng bằng trũng Cửu Long thì khống chế bởi dải nâng địa lũy Côn Sơn ở phía đông và đông nam, và khối nâng Cù Lao Thu ở phía đông bắc.

5) *Địa hình nghiêng thuộc tướng sườn châu thổ (prodelta) cổ*, bao gồm chủ yếu là thành phần hạt mịn, phân bố ở độ sâu 50 – 60m tiêu biểu là prodelta sông Hồng cổ chuyển xuống vịnh Bắc Bộ.

Bề mặt địa hình bị phân cắt bởi các hệ thống lòng sông từ sông Hồng và sông Thái Bình cổ hoạt động trong giai đoạn đường bờ còn nằm ở độ sâu 50 – 60m tương ứng với Pleistocen muộn. Chế độ địa động lực không ổn định làm cho hình thái địa hình trở nên phức tạp và đa dạng.

6) *Địa hình nghiêng tích tụ* vịnh Diễn Châu phân bố tương đối rộng từ 20 – 50m nước.

Bề mặt đồng bằng khá bằng phẳng và đồng nhất. Nguồn vật liệu chủ yếu là cát bột sét chứa phong phú vật liệu vỏ sò tích tụ trong giai đoạn đầu biển tiến Flandrian. Trầm tích sạn, cát tướng bãi triều cổ phân bố ở độ sâu 25 – 30m nước. Đó là đường bờ Pleistocen muộn – Holocen sớm còn được bảo tồn khá rõ nét trên bề mặt đồng bằng.

Quá trình nâng lên ở cánh phía tây của bồn trũng sông Hồng làm cho bề mặt đồng bằng có độ nghiêng thoải ở phía trong và độ dốc tăng lên ở phía ngoài trước khi chuyển xuống vịnh Bắc Bộ.

Hoạt động của hệ thống đứt gãy sông Hồng, sông Mã, sông Cả và hệ thống đứt gãy đông bắc – tây nam đã làm cho móng của đồng bằng bị phân dị thành các khối không đều, cánh tây nam bị nâng lên khiến cho bề dày trầm tích Kainozoi ở đây bị giảm đáng kể.

7) *Địa hình dạng lòng máng*, tích tụ trong đới trung tâm các bồn trũng Kainozoi. Kiểu địa hình này chiếm phần lớn diện tích của vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan (đông bắc Malaysia) ở độ sâu từ 60 – 80m.

Quá trình sụt chìm lâu dài và quá trình tách giãn của đáy biển tạo cho địa hình đồng bằng mở rộng ở phần trung tâm theo cơ chế lấp đầy bồn trũng kéo tách và trượt bằng.

8) *Địa hình nghiêng thoải, dạng dải hẹp sụt bậc* phát triển trên cấu trúc sụt bậc của thềm lục địa miền Trung Việt Nam.

Đây là dải địa hình hẹp ven biển từ đảo Lý Sơn đến Cù Lao Thu, rộng khoảng 5 – 30km, ở độ sâu 25 – 100m nước. Vật liệu tích tụ có thành phần hạt thô, sạn cát và vụn sinh vật chiếm tỉ lệ đáng kể. Dấu ấn của các đường bờ cổ phân bố ở những địa hình có độ dốc lớn, hình thái nhấp nhô. Điển hình là ở Quy Nhơn – Khánh Hòa, dưới độ sâu tới 100m nước có một hệ thống đường bờ cổ Pleistocen muộn. Quá trình sụt bậc của móng nền cổ Kon Tum là yếu tố quyết định hình thái của đồng bằng. Phía Bắc của đồng bằng tiếp giáp với khối nâng Lý Sơn, phía Nam tiếp giáp với khối nâng Cù Lao Thu tạo nên sự khác biệt cả bề mặt đáy biển và các thành tạo trầm tích.

Giới hạn ngoài của dải đồng bằng bị đứt gãy kinh tuyến 109°E và đứt gãy tây bắc – đông nam (đới đứt gãy sông Hồng) khống chế. Quá trình hình thành đồng bằng tích tụ này có liên quan đến đợt biển thoái và biển tiến từ đầu Pleistocen đến nay. Các thành tạo hạt thô gồm cát và các mảnh sinh vật tạo thành các gò sót, các van cát kéo dài phân bố ở độ sâu 100 – 120m là bằng chứng của một đới đường bờ cổ trên thềm lục địa miền Trung. Hệ thống các sông ngầm kéo dài từ lục địa ra phân cắt bề mặt đáy biển, đồng thời chúng đóng vai trò các kênh dẫn các nguồn vật liệu từ đới sóng phá hủy xuống sườn lục địa (xem bản đồ cổ địa lý – tướng đá).

9) *Địa hình mài mòn của các thành tạo núi lửa.* Các thành tạo núi lửa dưới dạng đồi, núi đơn lẻ tập trung từ vùng ven bờ như đảo Lý Sơn, cù lao Thu, Hòn Hải, Katwit đến các núi lửa ngầm ở độ sâu trên 150m nước các núi lửa này phun dưới biển theo nhiều giai đoạn khác nhau từ Neogen đến hiện đại. Chúng thường phân bố ở khu vực giao nhau của các hệ thống đứt gãy và các cấu trúc chạc ba kiến tạo. Ở đảo Lý Sơn bazan đã xuyên qua cát kết Neogen tạo nên cấu trúc vòm ở dưới, phía trên nổi cao tạo thành đảo. Hiện tại chúng bị mài mòn tạo ra bậc thềm mài mòn bao quanh đảo. Nhiều đồi bazan chưa vươn tới mặt nước như khu vực Katwit, Hòn Hải, Hòn Tro đã bị sóng mài mòn phần đỉnh và phá hủy các sườn tạo ra các vách dốc liên quan đến đường bờ cổ trong các pha biển thoái và biển tiến.

3.2.3. Địa hình sườn lục địa

Sườn lục địa ở Biển Đông nước ta có cấu trúc kiểu vỏ lục địa hoặc á lục địa có độ dốc tăng đột ngột so với địa hình thềm lục địa, bị phân dị khá rõ nét theo không gian và theo độ sâu bao quanh lòng chảo Biển Đông.

Có thể phân biệt địa hình sườn lục địa qua các kiểu chính sau đây:

1) Địa hình bằng phẳng dạng thềm cổ bị nhận chìm ở độ sâu lớn, từ 2200m đến 2500m. Hình thái bề mặt tương đối phẳng, ít bị phân cắt, đôi

nơi người ta có thể gặp các khối núi sót nhô cao từ vài trăm đến 1000m so với bề mặt đáy.

Trên sườn gặp các bồn trũng Kainozoi như bồn Nha Trang có chiều dày trầm tích 4000 – 6000m cho phép suy luận rằng chúng đã từng là một bộ phận của thềm lục địa khu vực biển miền Trung bị nhận chìm (hình 3.11; 3.12).

2) Bồn Bocneo – Palawan nằm giữa địa khối Trường Sa và cung đảo Malaysia – Philippin kiểu bồn trước cung của đới hút chìm có độ sâu trung bình từ 2100 – 2900m nghiêng dần về phía đông bắc và liên thông ra trũng sâu Biển Đông.

Bồn Kainozoi có bề dày trầm tích đạt trên 8000m. Tính chất bất đối xứng của hai cánh bồn trũng, phía đông nam thoải, phía tây bắc dốc liên quan chặt chẽ với quá trình hút chìm. Địa khối Trường Sa là mảng chui xuống mảng Malaysia – Philipin làm cho móng trầm tích tuổi Creta bị biến chất trong quá trình ép trồi và nhô lên gần bề mặt đáy của đáy bồn.

Hoạt động của đới hút chìm đã tạo ra hai đứt gãy sâu chạy song song với máng trũng.

3) Bồn giữa núi phát triển ở phía bắc quần đảo Hoàng Sa có chiều rộng trung bình 80km, dài khoảng 400km, sâu từ 1200m đến 3000m, bắt nguồn từ cao nguyên san hô và đổ ra trũng sâu Biển Đông đồng hướng với các bồn trũng Kainozoi.

4) Bồn Tư Chính – Phúc Nguyên

Đáy của bồn có dạng lòng chảo sâu trên 800m được lấp đầy bởi trầm tích hỗn hợp bao gồm: vụn san hô, các mảnh vỏ sinh vật và vật liệu núi lửa.

5) Địa hình tàn dư của lục địa cổ bị phá hủy (Quần đảo Hoàng Sa và Trường Sa).

Ở khu vực Hoàng Sa từ cao nguyên san hô chuyển tiếp với vùng biển sâu là khu vực có địa hình bằng phẳng. Ở Trường Sa các địa hình bằng phẳng phân bố xen kẽ với địa hình núi và lòng chảo Biển Đông. Cơ chế thành tạo của hai khối Trường Sa và Hoàng Sa có lẽ liên quan với sự tiêu hủy dang dở của một lục địa cổ, sau đó vừa bị nhận chìm vừa bị dịch chuyển ngang do tách giãn của đáy Biển Đông.

Quần đảo san hô Hoàng Sa và Trường Sa là hiện tượng độc đáo về địa hình – địa mạo trên Biển Đông nước ta liên quan đến quá trình địa chất nội sinh và ngoại sinh. Quá trình phá vỡ lục địa và quá trình hoạt động núi lửa đã tạo nên hai quần đảo ngầm có độ sâu thay đổi tương thích với môi trường phát triển rực rỡ ám tiêu san hô và thế hệ đầu tiên đã bám trên nền đá gốc này. Tuy nhiên đã có giai đoạn thay đổi mực nước biển quá nhanh, ám tiêu san hô đã bị phá hủy thành những ngấn thềm hai bên sườn đảo ở

các độ sâu khác nhau, hoặc tạo nên các nhịp san hô xen kẽ nhau giữa san hô ám tiêu và san hô vụn. Ở vị trí các ngấn thềm và các tầng san hô vụn là bằng chứng của mực biển dừng khá lâu đủ thời gian để sóng biển có thể phá hủy tạo thềm mài mòn và thềm mài mòn bồi tụ.

6) Bề mặt thềm lục địa bị nhận chìm dạng bậc thang. Mặt mài mòn – tích tụ này thể hiện như một hệ thống sụt kiểu bậc thang (bascule) nằm ở các độ sâu 200 – 300m, 400 – 500m và 700m nước. Đứt gãy kinh tuyến 109 - 110°E đóng vai trò chia cắt bề mặt làm cho chúng sụt trượt về phía đông. Hiện tại bề mặt địa hình này gặp trầm tích hạt thô do các hệ thống canhon ngầm chuyển tải xuống trong giai đoạn biển thoái. Vì vậy các bậc thềm này đã đánh dấu các mốc dừng tương đối của đường bờ biển cổ (hình 3.11, 3.12).

3.2.4. Địa hình chân lục địa

Chân lục địa Biển Đông là một dải hẹp không liên tục, phân bố dưới chân sườn lục địa kéo dài từ 2500m đến 4000m. Bề mặt địa hình chân lục địa tương đối bằng phẳng, độ dốc trung bình từ 0,01° đến 0,003°. Chúng thường là các địa hình tích tụ trên các trũng có bề dày trầm tích thay đổi từ vài mét đến hàng chục mét. Bề dày vỏ lục địa bị vát mỏng dần và hầu như biến mất khi tiếp giáp với trũng sâu Biển Đông. Là một đới chuyển tiếp bao gồm các nón quạt turbidit do các canhon ngầm đưa vật liệu từ sườn xuống.

3.2.5. Địa hình đáy Biển Đông

Đáy Biển Đông có độ sâu từ 4000 – 5500m, chiếm hầu hết diện tích đới tách giãn trung tâm Biển Đông có cấu trúc vỏ đại dương điển hình. Phủ trên bề mặt bazan của vỏ đại dương là lớp trầm tích Pleistocen – Đệ Tứ bở rời có bề dày không lớn từ vài mét đến vài chục mét. Quá trình mở rộng diện tích của đáy Biển Đông đã tạo ra một số dạng địa hình:

– Kiểu lòng chảo đại dương đặc trưng cho quá trình tách giãn Biển Đông từ 32 – 16 triệu năm.

– Các vực sâu phân bố rải rác trên đồng bằng biển thẳm.

Các vực này đạt 5000 – 5500m, kéo dài theo các hướng khác nhau (kéo dài theo trục tách giãn Biển Đông): đông bắc – tây nam hoặc tây bắc – đông nam (vuông góc với trục tách giãn kiểu đứt gãy chuyển dạng).

– Các dãy núi ngầm kiểu "sống núi giữa đại dương" phân bố theo đới tách giãn trung tâm Biển Đông có độ cao từ 200 – 3800m, đỉnh dạng vòm, sườn thoải. Cơ chế hình thành các dãy núi ở trũng biển sâu này giống với việc hình thành các dãy núi giữa đại dương (hình 3.15).

CÂU HỎI ÔN TẬP

1. Hãy vẽ đường cong cao – sâu địa hình bề mặt Trái Đất. Ý nghĩa của đường cong này là gì?

2. Nêu các yếu tố như: nguyên nhân hình thành địa hình của bề mặt Trái Đất, nội sinh, ngoại sinh.

3. Nêu các kiểu địa hình do quá trình nội sinh, do quá trình ngoại sinh, do cả hai quá trình.

4. Nêu đặc điểm địa hình tích tụ trầm tích ở lục địa.

5. Nêu đặc điểm địa hình karst.

6. Nêu đặc điểm địa hình bờ biển.

7. Nêu đặc điểm địa hình thềm lục địa. Rìa lục địa thụ động. Rìa lục địa tích cực.

8. Nêu đặc điểm địa hình sườn lục địa.

9. Nêu đặc điểm địa hình chân dốc lục địa. Ý nghĩa của việc nghiên cứu chân dốc lục địa là gì?

10. Nêu đặc điểm địa hình trũng đại dương.

11. Nêu đặc điểm địa hình sống núi đại dương.

12. Các dạng khác của địa hình đáy đại dương là gì?

13. Nêu đặc điểm địa hình đáy biển Đông Việt Nam.

Chương 4

THẠCH QUYỂN VÀ HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT NỘI SINH, NGOẠI SINH CỦA VỎ THẠCH QUYỂN

A. THÀNH PHẦN THẠCH QUYỂN

4.1. TINH THỂ VÀ KHOÁNG VẬT

4.1.1. Khái quát

Khoáng vật là một hợp chất hóa học tự nhiên thường ở dạng rắn. Chúng tồn tại trong vỏ Trái Đất có khi riêng rẽ, đơn độc, song phổ biến nhất là thành những tổ hợp đông đúc cộng sinh với nhau gọi là đá.

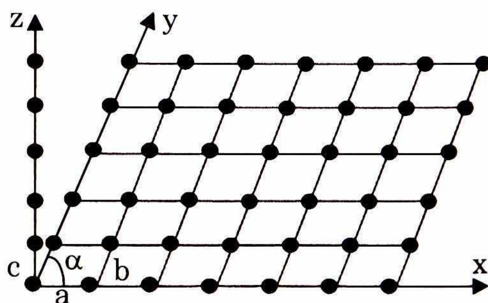
Trong vỏ Trái Đất có khoảng 3000 khoáng vật khác nhau. Hầu hết chúng ở trạng thái rắn, ngoại trừ thủy ngân là ở trạng thái lỏng.

Có thể nói khoáng vật là "tế bào" cấu thành vỏ Trái Đất. Chúng đóng vai trò hết sức quan trọng đối với Trái Đất và đời sống con người.

Hiện nay, khoảng 10% khoáng vật của vỏ Trái Đất được con người khai thác, sử dụng trong hoạt động công nghiệp, nông nghiệp và đời sống hằng ngày.

4.1.2. Khái niệm về tinh thể

– Ô mạng và mạng tinh thể. Trong thực tế ta gặp nhiều khoáng vật ở dạng đơn tinh thể tự hình rất đặc trưng, ví dụ canxit có dạng hình mặt thoi, thạch anh có dạng lăng trụ và tháp ở hai đầu, muối ăn có hình lập phương v.v... Mỗi mẫu hình đó ứng với một ô mạng. Các tinh thể này có kích thước từ rất lớn đến rất nhỏ. Tuy nhiên, ở kích thước nào chúng cũng đồng dạng về mặt hình học với nhau. Tính đồng dạng đó được quyết định bởi mạng tinh thể. Mỗi mạng tinh thể được xác định bằng các bước tịnh tiến theo mặt mạng trong không gian ba chiều vô tận (xyz) (hình 4.1).



Hình 4.1. Mặt mạng xy được xác định bằng các bước tịnh tiến (a, b) và góc α

Mỗi bước tịnh tiến theo không gian ba chiều trên ba vectơ ngắn nhất $\vec{a}$, $\vec{b}$, $\vec{c}$ và các góc α gần 90^0 nhất tạo nên một *ô mạng cơ sở*.

Điểm gặp nhau của ba trục a, b, c gọi là *nút mạng*. Tại một nút mạng có một ion (dương hoặc âm) chiếm giữ.

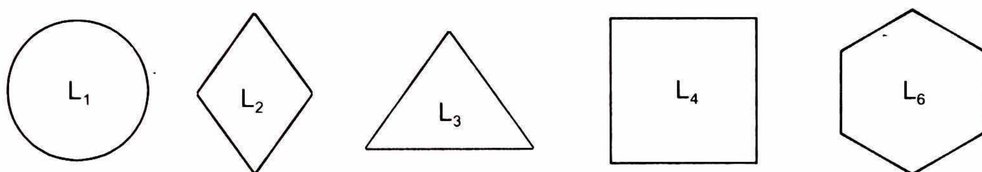
Sự lặp lại các ô mạng cơ sở đã xác định tính đối xứng của tinh thể gồm:

– Trục đối xứng Ln (n là số nguyên) là một đường thẳng đi qua tâm tinh thể khi quay quanh nó 360^0 tinh thể lặp lại nguyên vẹn một số nguyên n lần; n gọi là bậc của trục. Ta có các trục đối xứng: L_1, L_2, L_3, L_4, L_6 (hình 4.2).

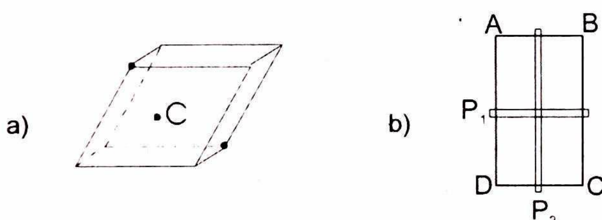
– Hệ tinh thể: có 7 hệ tinh thể và 14 ô mạng cơ sở Brave: hệ 3 nghiêng, 1 nghiêng, trực thoi, bốn phương, sáu phương, ba phương, lập phương.

– Tâm đối xứng (C): là điểm nằm trong tinh thể mà qua nó các yếu tố của tinh thể đối xứng với nhau (hình 4.3a).

– Mặt phẳng đối xứng (P): là mặt phẳng cắt qua tâm đối xứng và các yếu tố của tinh thể đối xứng với nhau qua mặt phẳng đó (hình 4.3b).



Hình 4.2. Các hình có trục đối xứng (hình vẽ là vuông góc với trục đối xứng)



Hình 4.3. Tâm đối xứng (4.3a) và mặt cắt đối xứng P_1, P_2 (hình 4.3b)

4.1.3. Tính chất vật lý của khoáng vật

Tính chất vật lý của khoáng vật là dấu hiệu nhận biết vô cùng quan trọng được ứng dụng rộng rãi trong công nghiệp và đời sống hằng ngày của con người. Ví dụ: thạch anh dùng trong quang học, áp điện; barit làm phụ gia dung dịch khoan; kim cương, rubi, saphia làm đồ trang sức sang trọng và đắt tiền. Khoáng vật vừa có tính chất vật lý nguyên sinh như tỉ trọng, cát khai, độ cứng, độ trong suốt, màu, ánh, vết vạch... và tính chất vật lý thứ sinh như tính bán dẫn, nhiệt, điện, phát quang, từ tính, phóng xạ, màu do tạp chất...

a) Tỉ trọng

Tỉ trọng khoáng vật có thứ nguyên là G/cm^3, thường dao động trong khoảng 2,5 – 3,5 G/cm^3, đôi khi đạt tới 23,0 G/cm^3 (hợp kim platin).

Theo giá trị của tỉ trọng người ta chia ra 3 nhóm khoáng vật:

Theo giá trị của tỉ trọng người ta chia ra 3 nhóm khoáng vật:

– Khoáng vật nhẹ: có tỉ trọng nhỏ hơn 3 G/cm^3 như: thạch anh (2,65), halit (2,17).

– Khoáng vật nặng: có tỉ trọng lớn hơn 3 G/cm^3 như: kim cương (3 – 5), coridon (4), casiterit (7), galenit (7 – 7,6), uraninit (8 – 10), Ag (10 – 11), Hg (13,6), Au (15 – 19), Pt (14 – 20), Os–Ir (17 – 23).

b) Cát khai và vết vỡ

Cát khai là khả năng dễ tách của khoáng vật theo các mặt tinh thể tạo nên những bề mặt nhẵn bóng. Khoáng vật mica có thể tách thành những lá mỏng theo mặt tinh thể 001. Canxit có khả năng cát khai theo ba hướng tạo nên hình thoi của tất cả các mặt tinh thể.

Có thể phân ra các loại cát khai sau:

– Cát khai rất hoàn toàn: khả năng rất dễ tách thành tấm mỏng, bề mặt nhẵn bóng. Ví dụ: mica, thạch cao, clorit.

– Cát khai hoàn toàn: khi gõ nhẹ khoáng vật tách ra thành những tinh thể nhỏ tự hình đồng dạng với tinh thể lớn ban đầu. Ví dụ: canxit, halit, galenit.

– Cát khai trung bình: bề mặt tinh thể không đều, có chỗ bằng phẳng, có chỗ không bằng phẳng. Ví dụ: fenspat, hoblen.

– Cát khai không hoàn toàn: khoáng vật có thể bị tách ra khi đập mạnh nhưng bề mặt tinh thể xù xì tựa như vết vỡ. Ví dụ: apatit, caxiterit, lưu huỳnh.

Khoáng vật không cát khai song có thể vỡ định hướng, lúc đó vết vỡ cũng được coi là dấu hiệu nhận biết khoáng vật. Có các kiểu vết vỡ bậc thang, vết vỡ nham nhở, vết vỡ vỏ sò.

c) Độ cứng

Độ cứng là khả năng chống lại lực tác động từ bên ngoài lên bề mặt tinh thể khoáng vật. Tính chất cơ lý này phụ thuộc vào tính bền vững của mối liên kết hóa học (tức dạng liên kết hóa học) giữa các nguyên tử. Ví dụ: mối liên kết ion như muối ăn (halit) – NaCl chỉ có độ cứng 2. Trong khi đó, kim cương – C có mối liên kết cộng hóa trị thì có độ cứng 10.

Để có cơ sở xác định được độ cứng của tất cả các khoáng vật trong thiên nhiên người ta chọn 10 khoáng vật có độ cứng khác nhau và biến thiên từ 1 (min) đến 10 (max) lập thành 1 thang độ cứng MOOS dựa trên giá trị đo KG/mm^2 (bảng 4.1).

Bảng 4.1. Thang độ cứng MOOS

(Theo Đỗ Thị Vân Thanh, 2003)

Tên khoáng vật	Công thức	Độ cứng MOOS	Độ cứng KG/mm^2
Tan	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	1	2,4
Thạch cao	$CaSO_4.2H_2O$	2	36
Canxit	$CaCO_3$	3	109
Fluorit	CaF_2	4	189
Apatit	$Ca_5[PO_4]_3(F,Cl)$	5	536
Octocla	KSi_3AlO_8	6	795
Thạch anh	SiO_2	7	1120
Topa	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$	8	1427
Corindon	Al_2O_3	9	2060
Kim cương	C	10	10060

d) Độ trong suốt của khoáng vật

Độ trong suốt của khoáng vật là khả năng thấu quang của chúng. Khi ánh sáng đi vào khoáng vật một phần bị hấp thụ nên cường độ ánh sáng khi ra khỏi khoáng vật (I) sẽ yếu hơn cường độ của ánh sáng tới (I_0).

Ta có công thức: $a = \frac{I}{I_0}$

Trong đó: a là hệ số thấu quang của môi trường; a = 1 thì khoáng vật trong suốt, a càng nhỏ hơn 1 thì khoáng vật càng không thấu quang.

Tuy nhiên, một số khoáng vật ở tấm lớn thì không thấu quang, còn tách thành lá mỏng thì lại thấu quang như muscovit.

Người ta phân độ trong suốt ra 3 mức độ:

- Trong suốt: thạch anh, phalê, spat băng đảo, topa.
- Bán trong suốt: emơrôt, sfalerit, kinova.
- Không trong suốt: pirit, manhetit, graphit.

e) Màu khoáng vật

Là tính chất hấp thụ, phản xạ và phát xạ ánh sáng của khoáng vật.

Màu khoáng vật là dấu hiệu nhận biết hết sức quan trọng. Ví dụ, khoáng vật chỉ có một màu duy nhất là kinova (HgS) có màu đỏ, malachit có màu xanh lục tươi, lazurit có màu xanh lam. Ngược lại, một số khoáng vật khác lại có nhiều màu như tuamalin có màu đen, hồng, xanh lá cây, xanh lam, nâu hoặc đôi khi không màu.

Theo Fecman khoáng vật có 4 loại màu:

– Màu tự sắc: màu do các nguyên tố có trong thành phần khoáng vật.

– Màu ngoại sắc: do ảnh hưởng những tạp chất bên ngoài hoặc bao thể khí.

– Màu giả sắc: là màu do giao thoa giữa ánh sáng tối và ánh sáng phản xạ trên mặt cát khai hoặc trên mặt bao thể.

– Màu vết vạch: là màu xuất hiện tại vết, vạch của khoáng vật hoặc khi mài khoáng vật vào một vật khác có bề mặt nhám và cứng hơn. Ví dụ: hematit xám đen có vết vạch màu đỏ rượu vang, pirit vàng rơm có vết vạch màu đen v.v...

g) Ánh của khoáng vật

Ánh của khoáng vật là sự phản xạ ánh sáng từ bề mặt tinh thể khoáng vật, được biểu diễn bằng tỉ số giữa cường độ ánh sáng tới (I_0) và cường độ ánh sáng phản xạ (I_1):

$$R = \frac{I_1}{I_0}$$

Trong đó, R là hệ số phản xạ (%).

Ánh là một trong các dấu hiệu để nhận biết khoáng vật. Đối với đá quý ánh còn cho biết giá trị thương mại của chúng.

Ánh khoáng vật mạnh hay yếu phụ thuộc vào chiết suất. Chiết suất càng lớn thì ánh càng mạnh. Vì vậy, Frenen đã đề nghị tính hệ số phản xạ theo chiết suất khoáng vật như sau:

$$R = \frac{(N - 1)^2}{(N + 1)^2}$$

Trong đó: R là hệ số phản xạ, N là chiết suất trung bình của khoáng vật.

Đối với khoáng vật không trong suốt, khi tính hệ số phản xạ ngoài chiết suất còn phải tính hệ số hấp thụ của khoáng vật. Lúc đó, hệ số phản xạ được tính như sau:

$$R = \frac{(N - 1)^2 + N^2K^2}{(N + 1)^2 + N^2K^2}$$

Như vậy, ánh khoáng vật không trong suốt sẽ lớn hơn ánh khoáng vật trong suốt.

Có thể phân loại ánh khoáng vật thành 4 bậc dựa trên chiết suất và hệ số phản xạ (bảng 4.2).

Bảng 4.2. Phân loại ánh khoáng vật

(Theo Đỗ Thị Vân Thanh, 2003)

Ánh	N	R (%)	Khoáng vật
Thủy tinh	1,4 – 1,9	4 – 10	Fluorit, thạch anh, corindon, gianat
Kim cương	1,9 – 2,6	10 – 19	Zircon, caxiterit, sfalerit, kim cương
Bán kim	2,6 – 3,0	19 – 25	Kinova, hematit
Kim	> 3,0	> 25	Antimonit, molipdenit

4.1.4. Phân loại khoáng vật

Trên cơ sở đặc điểm hóa tinh thể khoáng vật trong thiên nhiên được phân thành 11 lớp:

Lớp 1: nguyên tố tự nhiên

Lớp 2: sunfua

Lớp 3: halogen

Lớp 4: Oxit và hidroxit

Lớp 5: silicat và alumosilicat

Lớp 6: borat

Lớp 7: carbonat

Lớp 8: nitrat

Lớp 9: sunfat

Lớp 10: photphat, asenat và vanadat

Lớp 11: lớp molifdenat và wolframat

4.1.5. Mô tả các khoáng vật chủ yếu

a) Lớp nguyên tố tự nhiên

– Vàng (Au): kết tinh ở tinh hệ lập phương. Thường gặp dạng hạt méo mó, dạng tấm, vảy nhỏ khảm trong thạch anh.

Nguồn gốc: liên quan đến các đá xâm nhập axit, nhiệt dịch, trong quặng các mỏ đa kim.

– Đồng (Cu): khoáng vật đồng thường tinh khiết nhưng đôi khi chứa tạp chất Ag, Au và Fe. Cu tồn tại dạng tinh thể lập phương, cành cây, khối đặc sít và dạng sợi.

Cu có màu đỏ đặc trưng, vết vạch sáng, ánh kim. Độ cứng 2,5 – 3,0. Tỉ trọng 8,5 – 8,9. Cu có tính dẻo, có thể kéo thành sợi. Có tính dẫn điện cao.

Nguồn gốc: thành tạo trong các đới oxi hóa của các mỏ đồng đi cùng với chancozit, boonit, malachit, v.v...

– Bạc (Ag): hệ lập phương; tinh thể có dạng cành cây, sợi, tấm. Màu bạc, đôi có vết bám màu đen. Vết vạch màu trắng bạc, ánh kim. Độ cứng 2,5 – 3,0; tỉ trọng 10,1 – 11,1. Ag rất dẻo, có tính dẫn điện cao.

Nguồn gốc: nhiệt dịch, có trong mạch sunfua.

– Bạch kim (Pt): Trong thiên nhiên không gặp bạch kim tinh khiết mà tạo dung dịch cứng với sắt, iridi, paladi, rodi, osmi, đồng, v.v...

Hệ: lập phương. Dạng hạt không đều, màu xám thép. Vết vạch ánh kim trắng. Độ cứng 4,0 – 4,5; dẻo. Tỉ trọng 15 – 19.

Nguồn gốc: có trong đá magma siêu mafic.

Nhóm Carbon (C)

– Kim cương – C: Hệ: lập phương. Dạng tinh thể đẹp hình 8 mặt, hình mặt thoi, hình lập phương, đôi khi có mặt bị uốn cong. Màu thay đổi từ trong suốt không màu đến xanh lơ hoặc vàng. Tỉ trọng 3,50 – 3,53. Độ cứng 10, cao nhất trong tất cả khoáng vật của thiên nhiên.

Khối lượng kim cương được đo bằng đơn vị cara (1 cara = 0,2g).

Nguồn gốc: Kim cương thành tạo trong điều kiện phun nổ của magma siêu mafic ở áp suất cao (60.000 – 80.000atm), nhiệt độ tương đối thấp (~ 1.000^0C). Tinh thể kim cương lớn nhất thế giới nặng 3024,75 cara tìm thấy ở Kimbeclei – Nam Phi.

– Graphit – C: Hệ: sáu phương. Có cấu trúc lớp, trong mỗi lớp các nguyên tử C chiếm giữ 6 góc của hình 6 mặt. Giữa các lớp liên kết yếu. Cát khai rất hoàn toàn và có tính dị hướng quang học. Graphit có dạng tấm, vảy nhỏ. Graphit chịu nhiệt cao, không bị tác dụng của axit.

Nguồn gốc: Graphit được thành tạo trong quá trình biến chất tiếp xúc tạo nên các đá gơnai, đá phiến kết tinh, đá hoa.

Nhóm lưu huỳnh (S)

Hệ: thoi. Dạng đặc sít, dạng đất, tinh đám, tinh thể đẹp tháp đôi. Lưu huỳnh có màu vàng, nâu đen khi chứa vật chất hữu cơ. Vết vạch vàng nhạt. ánh kim cương. Vết vỡ ánh mỡ. Độ cứng 1 – 2. Tỉ trọng 2,0 – 2,08.

Nguồn gốc: từ trầm tích, đôi khi từ sinh vật, hoạt động của vi khuẩn và do oxi hóa đối sunfua của miệng núi lửa.

b) Lớp sunfua

Sunfua là hợp chất của lưu huỳnh với kim loại. Đa số khoáng vật sunfua đều kết tinh ở các tinh hệ bậc cao. Dạng tinh thể đẹp, tập hợp hạt, sợi, vảy.

Màu thay đổi từ màu vàng (sunfua sắt) đến màu xám trắng (sunfua Ni, Co), màu đỏ (sunfua thủy ngân). Hầu hết khoáng vật sunfua không trong suốt, trừ một số khoáng vật như sfalerit, kinova, reanga, ocpimen. Một số khoáng vật có tính cát khai hoàn toàn như galenit, sfalerit, molipdenit...

Nguồn gốc: nhiệt dịch. Các kim loại nặng di chuyển dưới dạng chất bốc, khi nhiệt độ hạ thấp thì chúng kết tinh thành sunfua.

Bảng 4.3. Tổng hợp khoáng vật nhóm sunfua

Nhóm	Khoáng vật	Công thức	Hệ kết tinh
Chancozin	Chancozin	Cu_2S	Thoi
	Acgentit	Ag_2S	
Galenit	Galenit	PbS	Lập phương
	Alabandin	MnS	
Sfalerit	Sfalerit	ZnS	
	Kinova	HgS	Ba phương
Pirotin	Pirotin	$Fe_{1-n}S$	Sáu phương
	Nikelin	$NiAs$	
Chancopirit	Chancopirit	$CuFeS$	Bốn phương
	Bocnit	Cu_5FeS_4	
	Gallit	$CuGaS_2$	
	Germatit	$CuGeS_2$	
Cubanit	Cubanit	$CuFe_2S_3$	Thoi
Penlandit	Penlandit	$(Ni,Fe)_9S_8$	Lập phương
Pirit	Pirit	FeS_2	Lập phương
	Mackazit	FeS_2	Thoi
Sperilit	Sperilit	$PtAs_2$	Lập phương
Sunfo–acsenua và Acsenua	Acsenopirit	$FeAsS$	Một nghiêng
	Cobatin	$CoAsS$	Lập phương
	Gecdophit	$NiAsS$	
	Lơlingit	$FeAs_2$	Thoi
Reanga	Reanga	As_4S_4	Một nghiêng
Prustit	Prustit	Ag_3AsS_3	Ba phương
	Piracgirit	Ag_3SbS_3	
Enacgit	Enacgit	Cu_3AsS_4	Thoi
Quặng đồng xám	Tetanit	$Cu_6^{1+}Cu_6^{2+}Sb_4S_{13}$	Lập phương
	Tetraedrit	$Cu_6^{1+}Cu_6^{2+}Sb_4S_{13}$	
Antimonit	Antimonit	Sb_2S_3	Thoi
	Bismutin	Bi_2S_3	
Giemxonit	Giemxonit	$Pb_4FeSb_6S_{14}$	Một nghiêng
Ocpimen	Ocpimen	As_2S_3	Một nghiêng
Tetradimit	Tetradimit	Bi_2Fe_2S	Ba phương
Covelin	Covelin	$Cu_2^{+}Cu^{2+}S_3$	Sáu phương

Chancozin – Cu_2S (Cu – 79,8%)

– Hệ: thoi. Cát khai không hoàn toàn. Độ cứng 2 – 3. Tỉ trọng 5,5 – 5,8. Dạng tinh thể, khối đặc sít. Màu và màu vết, vạch xám chì, ánh kim.

– Nguồn gốc: thành tạo trong đới làm giàu thứ sinh của quặng đồng và nguồn gốc nhiệt dịch.

Galenit – PbS (Pb – 86,6%)

– Hệ: lập phương. Dạng tinh thể, hạt, đôi khi dạng khối đặc sít. Độ cứng 2 – 3. Tỉ trọng 7,4 – 7,6. Màu xám chì, vết vạch xám đen. Ánh kim mạnh.

– Nguồn gốc: nhiệt dịch nhiệt độ trung bình đến thấp. Đôi khi gặp trong đá Skacnơ và đá trầm tích.

Sfalerit – ZnS (Zn – 67,1%)

– Hệ: lập phương. Màu nâu nhạt, nâu sẫm đến đen. Vết vạch từ sáng màu đến màu đen. Ánh kim cương. Độ cứng 3,5 – 4,0. Tỉ trọng 3,5 – 4,2.

– Nguồn gốc: nhiệt dịch. Cộng sinh với galenit, chancopirit và pirit.

Kinova – HgS (Hg – 86,2%)

– Hệ: ba phương. Dạng hạt đẳng thước, đặc sít hoặc dạng đất. Màu đỏ sẫm. Vết vạch màu đỏ. Độ cứng 2,0 – 2,5. Tỉ trọng 8,09 – 8,2.

– Nguồn gốc: Nhiệt dịch nhiệt độ thấp, cộng sinh với antimonit, reanga, fluorit, barit.

Pirotin – $Fe_{1-n}S$ (n = 0,1 – 0,2; Fe = 63,53)

– Hệ: sáu phương. Dạng hạt, đặc sít. Màu vàng đồng, đôi khi có màu cầu vồng. Vết vạch xám đen. Ánh kim. Độ cứng 3,5 – 4,5. Tỉ trọng 4,58 – 4,70.

– Nguồn gốc: magma mafic, cộng sinh với penlandit, chancopirit. Đôi khi gặp trong đá tiếp xúc trao đổi.

Chancopirit – $CuFeS_2$ (Cu – 34,6%)

– Hệ: ba phương. Dạng hạt và dạng khối, đặc sít. Màu vàng đồng thau. Vết vạch đen hoặc đen xanh. Ánh kim. Độ cứng 3,5 – 4,0. Tỉ trọng 4,1 – 4,3.

– Nguồn gốc: magma mafic, cộng sinh với pirotin, penlandit.

Pirit FeS_2 (Fe – 46,6%; S – 53,4%)

– Hệ: lập phương. Dạng hạt, đặc sít. Màu vàng rơm, vàng chanh. Vết vạch đen. Ánh kim. Không cát khai. Vết vỡ không bằng phẳng, đôi khi vỏ sò. Độ cứng 6,0 – 6,5. Tỉ trọng 4,9 – 5,2.

– Nguồn gốc: magma, nhiệt dịch, trầm tích, biến chất.

Mackazit – FeS_2

– Hệ: thoi. Dạng tinh thể, kết hạch, tỏa tia, dạng hạt. Độ cứng 5,0 – 6,0. Tỉ trọng 4,6 – 4,9. Tính chất vật lý giống pirit.

– Nguồn gốc: chủ yếu ngoại sinh. Đôi khi nhiệt dịch nhiệt độ thấp.

Antimonit – **Sb_2S_3** (Sb – 71,4%)

Hệ: thoi. Dạng tinh thể lăng trụ kéo dài, dạng cột. Màu và màu vết vạch xám chì đến xám thép. Ánh kim. Cát khai hoàn toàn (010). Độ cứng 2,0 – 2,5. Tỉ trọng 4,6. Ứng dụng trong công nghệ sản xuất hợp kim với Pb và Sn, trong công nghệ tráng men, thủy tinh.

Bismutin **Bi_2S_3** (Bi – 81,3%)

– Hệ: thoi. Dạng lăng trụ, dạng kim. Màu xám chì đến trắng thiếc. Vết vạch xám chì. Cát khai hoàn toàn (010). Độ cứng 2,0 – 2,5. Tỉ trọng 6,4 – 6,8.

– Nguồn gốc: nhiệt dịch nhiệt độ cao và greizen, cộng sinh với pirit, vonframit, chancopirit, canxiterit, thạch anh và topa.

Molipdenit – **MoS_2** (Mo – 60%; S – 40%)

– Hệ: sáu phương. Dạng tâm nhỏ, dạng vảy. Cát khai hoàn toàn theo (0001). Màu xám chì. Vết vạch trên giấy màu xám xanh. Ánh kim mạnh. Tỉ trọng 4,7 – 5,0.

– Nguồn gốc: magma axit và trung tính, cộng sinh với vonframit, caxiterit, bismutin, acsenopirit.

Acsennopirit – **FeAsS** (Fe – 34,3%; As – 46,0%; S – 19,7%)

– Hệ: một nghiêng. Dạng lăng trụ, sợi, đặc sít. Màu trắng xanh. Vết vạch xám đen. Ánh kim. Độ cứng 5,5 – 6,0. Tỉ trọng 5,9 – 6,2.

– Nguồn gốc: nhiệt dịch nhiệt độ cao và trung bình. Cộng sinh với caxiterit, vonframit, sfalerit và galenit.

c) Lớp halogenua

– Khoáng vật lớp halogenua là muối của các axit HF, HCl, HBr, HI. Các nguyên tố tạo nên muối halogenua là K, Na (kiềm) và Ca, Mg (kiềm thổ). Các tinh thể halogenua có mối liên kết ion và có cấu trúc phối trí. Các cation kích thước lớn có hóa trị 1+ như K+, Na+ sắp xếp theo hình 8 mặt được các anion Cl^- và F^- bao quanh. Đa số kết tinh ở hệ lập phương, đẳng thước hoặc tập hợp tinh thể hạt nhỏ. Cát khai hoàn toàn.

– Nguồn gốc: Nhóm clorua, có nguồn gốc ngoại sinh do bay hơi nước biển như halit, sinvin, cacnalit, bisophit. Một số thành tạo trên miệng núi lửa. Nhóm florua liên quan đến quá trình nội sinh: magma sienit nephelin, pecmatit, gneizen, skacnơ và nhiệt dịch.

Fluorit – **CaF_2.** Hệ: lập phương. Dạng tinh thể lập phương tự hình, hình 12 mặt thoi, đôi khi tinh đám đẹp, khối đặc sít, dạng mạch, tỏa tia hoặc đồng tâm. Màu tím xanh, thường có tính phân đới, phát quang đặc trưng. Ánh thủy tinh, độ cứng 4,0. Tỉ trọng 3,18.

Nguồn gốc: Nhiệt dịch nhiệt độ thấp. Hiếm khi có nguồn gốc skacnơ, gneizen và trầm tích.

Bảng 4.4. Các khoáng vật lớp Halogenua

Khoáng vật	Công thức	Tinh thể
Fluorit	CaF_2	Lập phương
Itrofluorit	YF_3	Thoi
Halit	NaCl	Lập phương
Sinvin	KCl	Lập phương
Viliomit	NaF	Lập phương
Nasatur	$(NH_4)Cl$	Lập phương
Keragirit	Ag(Br, Cl)	Lập phương
Iodagirit	AgI	Sáu phương
Cocderoit	$Hg_3Cl_2S_2$	Một nghiêng
Gagarinit	$NaTRCaF_6$	Ba phương
Bisophit	$MgCl_2.6H_2O$	Một nghiêng
Cacnalit	$KMgCl_3.6H_2O$	Thoi
Avogadrit	K/BF_4	Thoi
Xelait	MgF_2	Bốn phương
Criolit	$Na_2[NaAlF_6]$	Một nghiêng

Halit - NaCl

– Hệ: lập phương. Tinh thể hình lập phương, tập hợp dạng hạt. Ánh thủy tinh. Cát khai hoàn toàn. Độ cứng 2,0. Tỉ trọng 2,0. Dễ hòa tan trong nước. Có vị mặn. Màu trắng, xám.

– Nguồn gốc: Trầm tích hóa học từ nước biển. Cộng sinh với sinvin, thạch cao, cacnalit, đôi khi với borat. Hiếm khi halit và sinvin thành tạo trên miệng núi lửa.

Sinvin - KCl: Có cấu trúc tinh thể giống halit. Hệ: lập phương. Màu trắng, xám, đôi khi có màu đỏ nhạt do chứa Fe_2O_3. Cát khai hoàn toàn. Độ cứng 2,0. Tỉ trọng gần 2,0. Dễ tan trong nước, có vị đắng.

Bisophit - $MgCl_2.6H_2O$

– Hệ: một nghiêng. Dạng tập hợp hạt, khối đặc sít, dạng tấm. Màu trắng đôi khi đỏ. Ánh thủy tinh mờ. Vết vỡ không phẳng. Độ cứng 1,0 – 2,0. Tỉ trọng 1,6. Dễ hòa tan trong nước và có vị đắng.

– Nguồn gốc: Trầm tích hóa học, một trong các khoáng vật kết tinh cuối cùng của dung dịch muối. Ngoài ra do phân hủy cacnalit.

Cacnalit – $KMgCl_3.6H_2O$

– Hệ: thoi. Dạng tập hợp hạt đặc sít. Màu trắng, hồng, đỏ do chứa hematit (Fe_2O_3), đôi khi không màu. Độ cứng 1,0 – 2,0. Tỉ trọng 1,6. Dễ hòa tan trong nước và có vị đắng.

– Nguồn gốc: Trầm tích hóa học, một trong các khoáng vật kết tinh cuối cùng của dung dịch muối, phân bố trên cùng mỏ muối theo thứ tự từ dưới lên: thạch cao, anhydrit, halit, sinvin, cacnalit, bisophit.

d) Lớp oxit và hidroxit

Đặc điểm chung:

– Những khoáng vật lớp oxit và hidroxit là những hợp chất của kim loại và á kim với oxi và hidroxin. Ví dụ: Fe_2O_3 – Hematit



$Fe_2O_3.nH_2O$ hay $Fe(OH)_3$ – limonit

– Càng gần mặt đất thì khoáng vật oxit và hidroxit càng có hóa trị cao hơn do quá trình oxi hóa càng triệt để.

– Có tới 150 khoáng vật thuộc nhóm oxit và hidroxit được xác định, chiếm tới 17% toàn bộ khối lượng của vỏ Trái Đất.

– Khoáng vật oxit và hidroxit có độ cứng thay đổi trong một giới hạn khá rộng: oxit có cấu trúc phối trí (corindon, spinen) và oxit đơn giản có cấu trúc khung (thạch anh – SiO_2) và cấu trúc mạch (caxiterit – SnO_2) thì có độ cứng rất cao (6 – 9). Các oxit còn lại có độ cứng trung bình (5 – 6). Còn các hidroxit có cấu trúc lớp có độ cứng rất thấp.

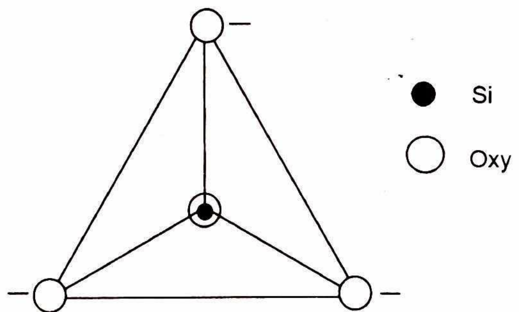
Phân loại và mô tả

Theo Milovsky và Kononov (1982), lớp oxit và hidroxit được chia thành 4 kiểu cấu trúc: oxit có cấu trúc phối trí, oxit có cấu trúc mạch, hidroxit có cấu trúc dải và lớp, oxit có cấu trúc khung (bảng 4.5).

e) Lớp silicat và alumosilicat

Đặc điểm chung:

– Silicat và alumosilicat là lớp khoáng vật phổ biến nhất trong thạch quyển, là những hợp chất của các gốc anion chứa oxi với các cation như: Na, K, Ca, Mg, Li, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Be, Al, Fe^{3+}, B...



Hình 4.4. Tứ diện $[SiO_4]^{4-}$

– Tứ diện phối trí $[SiO_4]^{4-}$ là "tế bào" kiến trúc của khoáng vật silicat. Mỗi tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ bao gồm 1 nguyên tố silic (Si^{4+}) nằm ở tâm còn 4 nguyên tố oxi nằm ở 4 đỉnh của tứ diện (hình 4.4).

Bảng 4.5. Mô tả một số tính chất khoáng vật oxit và hidroxit

Kiểu cấu trúc		Khoáng vật	Công thức	Hệ	Dạng tồn tại	Màu	Ánh	Độ cứng	Tỉ trọng	Nguồn gốc
Phối trí	Đơn giản	Cuprit	Cu_2O	Lập phương	Hạt, khối, đặc sít	Đỏ	Khác nhau	3,5-4,0	6,0	Oxi hóa, sunfua
		Uraninit	UO_2	Lập phương	Tinh thể, cành cây, đặc sít	Đen, nâu	Bán kim	5,5-6,0	8,0-10,0	Pecmatit
		Corindon	Al_2O_3	Ba phương	Tấm dày, lăng trụ tháp đôi	Xanh (saphia) đỏ (rubi)	Thủy tinh, kim cương	9,0	3,95-4,1	Magma, pecmatit, biến chất trao đổi
		Hematit	Fe_2O_3	Ba phương	Tấm, vảy	Đỏ (rượu vang), đen	Giả kim	5,0-6,0	5-5,2	Biến chất tiếp xúc trao đổi, nhiệt dịch trầm tích
	Phức tạp	Inmenit	$FeTiO_3$	Ba phương	Tấm, giả lục phương	Đen (vết vạch nâu)	Kim và bán kim	5,0-6,0	4,72	Phun trào mafic, pecmatit kiềm
		Spinen	$MgAl_2O_4$	Lập phương	Hình 8 mặt, song tinh	Xanh lơ, lục	Thủy tinh	8,0	3,5-3,7	Biến chất tiếp xúc, skacnơ, đá hoa
		Cromit	$FeCr_2O_4$	Lập phương	Khối đặc sít, xâm tám	Đen (vết vạch nâu)	Giả kim	5,5	4,5-4,8	magma, siêu mafic
		Manhetit	$FeFe_2O_3$	Lập phương	8 mặt, khối đặc xít	Đen (vết vạch đen)	Kim, giả kim	5,5-6,0	5-5,2	Magma, mafic, biến chất tiếp xúc

Kiểu cấu trúc		Khoáng vật	Công thức	Hệ	Dạng tồn tại	Màu	Ánh	Độ cứng	Tỉ trọng	Nguồn gốc
Mạch	Đơn giản	Rutin	TiO_2	Bốn phương	Kim, song tinh, tám tinh	Đỏ nâu, đỏ sẫm, đen	Kim cương	6,0-6,5	4,2	Magma, biến chất, nhiệt dịch
		Caxiterit	SnO_2	Bốn phương	Lăng trụ, tỏa tia, dạng thân	Nâu → đen, đỏ	Kim, kim cương	6,5-7,0	6,8-7,0	Pecmatit
		Piroluzit	MnO_2	Bốn phương	Tinh thể nhỏ, đặc sít, ẩn tinh	Đen, vết vạch đen	Kim, bán kim	5,0-6,0	4,7-5,0	Vỏ phong hóa
	Phức tạp	Columbit	$(Fe,Mn)Nb_2O_6$	Thoi	Dạng tấm	Đen, đen nâu	Kim	6,0	5,15–8,2	Pecmatit
Dải và lớp	Đơn giản	Bruxit	$Mg(OH)_2$	Ba phương	Vảy nhỏ, tấm, sợi	Trắng, xám xanh	Thủy tinh mờ	2,5	2,3–2,4	Biến đổi đá siêu mafic
		Hydragilit (Gipxit)	$Al(OH)_3$	Một nghiêng	Tinh thể nhỏ, tấm, đặc xít	Trắng, trắng xám	Xà cừ	2,5-3,5	2,35–2,43	Phong hóa
		Bơmit	AlO(OH)	Thoi	ẩn tinh, vảy nhỏ	Trắng, vàng nhạt	Thủy tinh	3,5-4,0	3,3–3,5	Phong hóa, biến chất tiếp xúc
		Diaspo	AlOOH	Thoi	Tấm, vảy, tập hợp hạt	Vàng nâu, trắng	Thủy tinh	6,0-7,0	3,0–3,1	Ngoại sinh, biến chất trao đổi tiếp xúc
		Gơtit	FeOOH	Thoi	Tấm nhỏ, hình kim, đặc sít	Nâu sẫm→ nâu vàng	Kim cương	4,5-5,5	4,0–4,4	Trầm tích, vỏ phong hóa

Kiểu cấu trúc		Khoáng vật	Công thức	Hệ	Dạng tồn tại	Màu	Ánh	Độ cứng	Tỉ trọng	Nguồn gốc
		Hydrogơtit	$FeOOH.nH_2O$	Vô định hình	Khối, đặc sít	Nâu sẫm	Kim cương	1,0-4,0	3,3–4,0	Ngoại sinh
Khung	Đơn giản	Thạch anh	SiO_2	Ba phương	Tháp đôi 6 phương hạt méo mó, khối, đặc sít	Trắng, xám	Thủy tinh	7,0	2,65	Nội sinh và ngoại sinh
		Opan	$SiO_2.nH_2O$	Vô định hình	Khối thủy tinh, vết vỡ vỏ sò	Tia đỏ, nâu, xanh ngọc	Thủy tinh	5,5	1,9–2,3	Vỏ phong hóa, nhiệt dịch
	Phức tạp	Peroskit	$CaTiO_3$	Lập phương	Tinh thể lập phương khối, đặc sít	Đen, nâu, đỏ, da cam	Kim cương	5,5-6,0	4	đá siêu mafic, đá kiềm
		Piroclo	$NaCaNb_2O_6$ (OH,F)	Lập phương	Tinh thể tám mặt dạng hạt	Đỏ → đen, vàng nhạt, nâu	Thủy tinh, kim cương	5,0-5,5	4,2–4,6	Pecmatit, kiềm, cacbonat

Mỗi kiểu liên kết giữa các tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ sẽ xuất hiện các khoáng vật tương ứng có hình thái bên ngoài đặc trưng:

1/ Silicat đảo:

Các tứ diện hoặc nhóm tứ diện đứng riêng lẻ (hình 4.3). Trong đó, mỗi nguyên tử oxi có một diện tích tự do. Các tứ diện liên kết với nhau nhờ các cation. Kiểu kiến trúc này đặc trưng là: Zircon – $Zn[SiO_4]$; Fosterit – $Mg_2[SiO_4]$; Fayalit – $Fe_2[SiO_4]$.

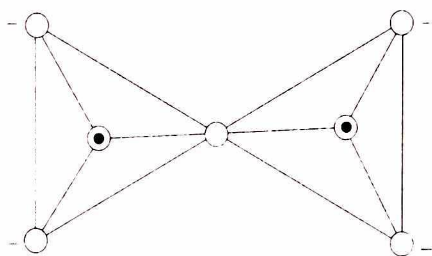
Đây là 2 khoáng vật thay thế đồng hình để tạo nên khoáng vật olivin – $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$.

2/ Silicat đảo kép: Hai tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ có một oxi chung gọi là oxi phối trí có công thức là $[Si_2O_7]^{6-}$. Một nguyên tử oxi chung cho hai tứ diện, còn các nguyên tử khác thì liên kết với các cation (hình 4.5).

Khoáng vật loại này hiếm gặp. Ví dụ:

– Melinit – $CaMg[Si_2O_7]$ nguồn gốc từ núi lửa.

– Lausonit – $CaAl_2[Si_2O_7][OH]_2.H_2O$ có nguồn gốc biến chất.



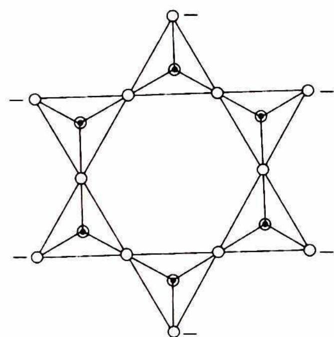
Hình 4.5. Cấu trúc hai tứ diện

3/ Silicat đảo vòng gồm 3, 4, 5 hoặc 6 tứ diện liên kết lại thành vòng khép kín. Trong trường hợp vòng 6 tứ diện, mỗi tứ diện liên kết với tứ diện bên cạnh qua một oxi phối trí.

Các gốc anion của silicat đảo vòng là: $[Si_3O_9]^{6-}$, $[Si_4O_{12}]^{8-}$, $[Si_6O_{18}]^{12-}$.

Như vậy có 6 oxi phối trí, còn lại 12 oxi khác thì hóa trị tự do.

Kiểu cấu trúc này có khoáng vật: Beryl – $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$ có dạng biến thể xanh lục trong suốt là emeraut, là một loại đá quý quan trọng.



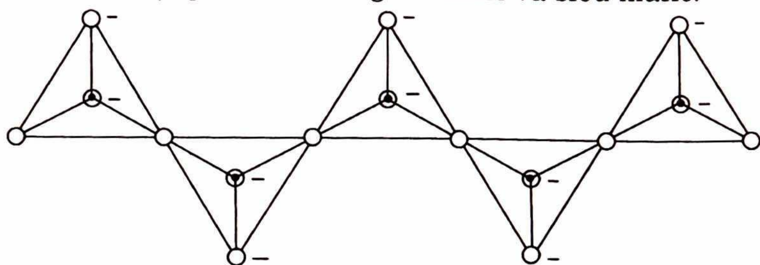
Hình 4.6. Sáu tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ ghép thành vòng $[Si_6O_{18}]^{12-}$

4/ Silicat mạch (chuỗi): cạnh các tứ diện $[SiO_4]^{4-}$ nối với nhau theo đường thẳng. Mỗi tứ diện nối với hai tứ diện bên cạnh bằng 2 oxi phối trí tạo nên chuỗi dài vô tận và có đơn vị cơ sở là: $[SiO_3]^{2-}$, $[Si_2O_6]^{4-}$. Công thức tổng quát là: $[SiO_3]_n^{2n-}$.

Các khoáng vật đặc trưng thuộc nhóm pyroxen:

– Diopxit – $CaMg[SiO_3]_2$, Ogit – $Ca(Mg,Fe,Al)[(Al_3Si)_2O_6]$. Hệ: một nghiêng. Dạng tinh thể lăng trụ nhỏ. Cát khai hoàn toàn (110). Độ cứng 6.

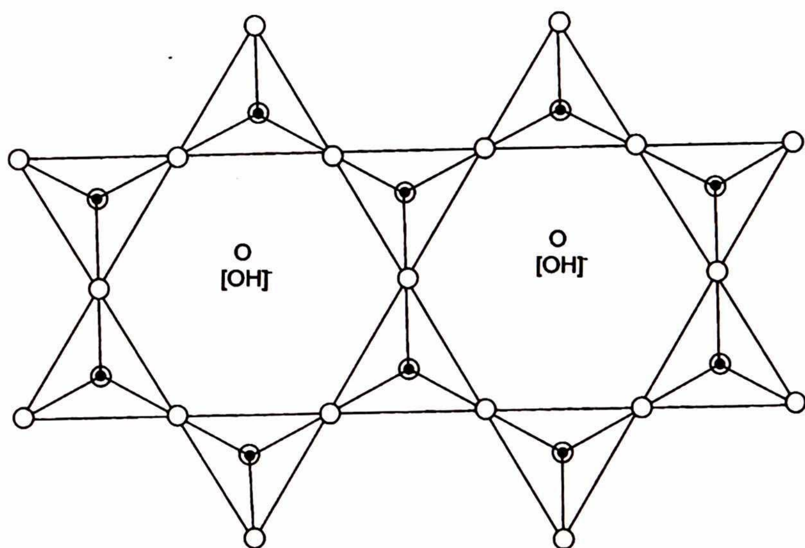
Tỉ trọng 3,25 – 3,55. Màu sắc thay đổi từ không màu, xanh lục đến đen. Ánh thủy tinh. Có mặt phổ biến trong đá mafic và siêu mafic.



Hình 4.7. Liên kết mạch của các tứ diện $[SiO_4]^{4-}$

– Enstatit – $Mg[SiO_3]$; Hypecten $(Mg,Fe)[SiO_3]$. Hệ: thoi. Tinh thể tự hình, hạt thô. Cát khai hoàn toàn (210). Góc tạo bởi 2 phương cát khai gần 900 (hình 4.9a). Màu lục nhạt đến nâu đậm. Ánh thủy tinh. Độ cứng 6. Tỉ trọng 3,2 – 3,9. Thường gặp trong đá mafic và siêu mafic.

5/ Silicat mạch kép: công thức cơ sở là $[Si_4O_{11}]^{6-}$ bao gồm 2 mạch ghép lại tạo thành các hình lục giác. Tâm các hình lục giác có một gốc $[OH]^-$ làm tăng hóa trị của đơn vị cơ sở ta có: $[Si_4O_{11}]^{6-}[OH]^-$ hay $[Si_4O_{11}(OH)]^{7-}$. Kiểu cấu trúc này là nhóm amphibon:



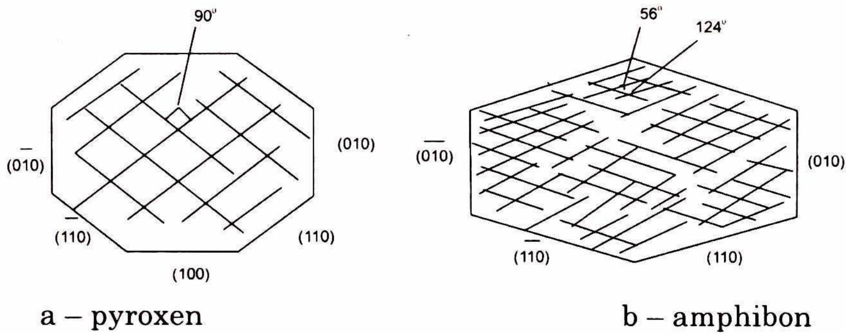
Hình 4.8. Mạch kép – $[Si_4O_{11}]$

– Tremolit – Ca2Mg5[Si4O11](OH)2

Hệ: một nghiêng. Dạng tập hợp tinh thể lăng trụ kéo dài, đôi khi dạng bó sợi. Cát khai hoàn toàn (110). Tỉ trọng 2,98 đến 3,35 tùy thuộc vào hàm lượng Fe. Màu sắc: trắng đến xanh lục nhạt. Ánh thủy tinh. Khoáng vật phổ biến của đá hoa dolomit.

– Hocblen – NaCa2(Mg,Fe,Al)5[(SiAl)4O11(OH)2]. Hệ: một nghiêng. Dạng tập hợp tinh thể lăng trụ kéo dài, đôi khi dạng bó sợi. Cát khai hoàn toàn theo (110). Hai phương cát khai tạo góc 560 và 1240 (hình 4.9b).

6/ Silicat và alumosilicat lớp. Các mạch kép có thể liên kết và tạo một mặt phẳng rộng theo 2 chiều. Trong đơn vị cơ sở với công thức [Si4O10]4⁻, mỗi tứ diện chỉ chứa một oxi chưa bão hòa điện tích. Các lá ghép với nhau song song bằng các gốc $[OH]^-$ và cation.



a – pyroxen b – amphibon

Hình 4.9. Lát cắt ngang tinh thể lăng trụ kéo dài của pyroxen (a) và amphibon (b)

Nhóm $[OH]^-$ có thể tăng làm tăng hóa trị của cấu trúc $[Si_4OH]^{4-}[(OH)_2]^{2-}$.

Các khoáng vật đặc trưng của nhóm này là:

– Tan – $Mg_3[(Si_4O_{10})](OH)_2$. Hệ: một nghiêng. Dạng vẩy tấm. Cát khai rất hoàn toàn (001) thành lá mỏng. Độ cứng 1. Màu xám, xanh lục nhạt. Khoáng vật đá phiến giàu Mg.

– Muscovit – $KaI_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Hệ: một nghiêng. Tinh thể dạng lá lục giác. Cát khai rất hoàn toàn (001). Độ cứng 2,5 trên mặt cát khai. Tỉ trọng 2,8 – 2,9. Không màu. Khoáng vật phổ biến trong đá granit, đá phiến thạch anh – mica, trong đá cát kết.

– Biotit – $KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2$. Hệ: một nghiêng. Tinh thể dạng lục giác. Cát khai rất hoàn toàn (001). Độ cứng 2,5 trên mặt cát khai. Tỉ trọng 2,8 – 3,4. Màu vàng nhạt đến nâu đậm. Khoáng vật của đá granit và đá phiến thạch anh – mica.

7/ Silicat và alumosilicat khung: Mỗi tứ diện liên kết với 4 tứ diện bên cạnh bằng 4 nguyên tử oxi. Tất cả nguyên tử oxi đều là oxi phối trí, không còn hóa trị tự do nào. Công thức của đơn vị cơ sở là $[SiO_2]^-$. Vì vậy, thạch anh vừa có thể xếp vào lớp oxit vừa có thể xếp vào nhóm silicat khung.

Các khoáng vật đặc trưng của nhóm này là:

– Octocla – $K[AlSi_3O_8]$. Hệ: một nghiêng. Tinh thể lăng trụ ngắn. Cát khai hoàn toàn (001). Độ cứng 6. Tỉ trọng 2,56. Màu trắng, hồng. Ánh thủy tinh. Gặp trong đá magma axit, giàu kali.

– Plagiocla – $Na[AlSi_3O_8]$ (anbit) và – $Ca[AlSi_3O_8]$ (anoctit). Hệ: ba phương. Tinh thể dạng tấm dày. Song tinh đa hợp. Cát khai hoàn toàn theo (001). Độ cứng 6. Tỉ trọng 2,67 – 2,76. Màu trắng xám hơi đỏ. Ánh thủy tinh. Gặp trong đá magma từ mafic đến axit và đá biến chất.

g) Lớp carbonat

Carbonat là hợp chất muối của gốc aninon $[CO_3]^{2-}$ và các kim loại như Ca^{2+}, Mg^{2+}, Zn^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Sr^{2+}, Pb^{2+}, Ba^{2+}.

Khoáng vật carbonat phổ biến là Canxit – $CaCO_3$. Hệ: ba phương. Tinh thể mặt thoi. Cát khai hoàn toàn (101). Độ cứng 3. Tỉ trọng 2,71. Không màu. Trong suốt (spat băng đảo). Ánh thủy tinh. Sủi bọt mạnh với axit HCl. Khoáng vật chính của đá vôi, đá hoa, nhiệt dịch.

h) Lớp sunfat

Là muối của gốc $[SO_4]^{2-}$ với các kim loại. Các khoáng vật thường gặp là:

– Thạch cao – $CaSO_4.2H_2O$. Hệ: thoi. Dạng tập hợp hạt nhỏ, chặt sít, dạng lá, tấm, tinh đám. Không màu, trắng xám, hồng hoặc vàng. Ánh thủy tinh, trên mặt cát khai có ánh xà cừ. Cát khai hoàn toàn (010). Độ cứng 2. Tỉ trọng 2,3. Khoáng vật trong đá evaporit cùng với anhydrit, halit, sinvin, canxit, dolomit.

– Anhydrit – $CaSO_4$. Hệ: thoi. Dạng khối hạt đặc sít. Màu trắng, xanh da trời. Ánh thủy tinh. Cát khai hoàn toàn theo (100), (010) và (001). Độ cứng 3,5. Tỉ trọng 3.

Nguồn gốc: hóa học đi cùng thạch cao, các khoáng vật haloit và carbonat Ca, Mg.

– Barit – $BaSO_4$: Hệ thoi. Tinh thể hình tấm. Thường gặp dạng khối đặc sít. Không màu, trắng, xám nâu. Cát khai hoàn toàn theo (001). Độ cứng 3 – 3,5. Tỉ trọng 4,3 – 4,7.

Nguồn gốc: nhiệt dịch, phong hóa ở khí hậu khô.

k) Lớp photphat, asenat và vanadat

Apatit – $Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$.

Trong thiên nhiên phổ biến apatit F.

– Hệ: sáu phương. Tinh thể dạng lăng trụ, tập hợp hạt. Màu xám nhạt, lục, tím, xanh da trời. Cát khai không hoàn toàn. Độ cứng 5. Tỉ trọng 3,2.

– Nguồn gốc: magma đá kiềm xâm nhập sâu và đá trầm tích photphorit.

4.2. THÀNH PHẦN THẠCH HỌC CỦA THẠCH QUYỂN

4.2.1. Khái quát một số khái niệm cơ bản

Thạch học là một khoa học nghiên cứu về đá. Vậy đá là gì?

Đá là một thể địa chất, bao gồm tập hợp của một hay nhiều khoáng vật được thành tạo trong một điều kiện địa chất nội hoặc ngoại sinh nhất định trong lịch sử phát triển của vỏ thạch quyển.

Vỏ Trái Đất có 3 loại đá cơ bản:

– Đá magma: do đông cứng hoặc kết tinh của dung thể silicat nóng chảy.

– Đá trầm tích: là sản phẩm bở rời hoặc gắn kết của vật liệu trầm tích do phong hóa đá gốc, hoạt động của sinh vật và núi lửa, tích tụ ở các bồn trũng trên bề mặt của vỏ Trái Đất.

– Đá biến chất: là sản phẩm biến đổi của đá trầm tích và đá magma trong điều kiện nhiệt độ và áp suất cao do hoạt động địa chất nội sinh.

Như vậy, trong 3 loại đá cấu thành vỏ Trái Đất thì đá trầm tích được thành tạo do quá trình hoạt động ngoại sinh, còn đá magma và đá biến chất được thành tạo do quá trình địa chất nội sinh. Ba loại đá đó có mối quan hệ chặt chẽ với nhau: đá magma và đá biến chất là nguồn cung cấp vật liệu cho đá trầm tích thông qua quá trình phong hóa, vận chuyển và lắng đọng trầm tích. Mặt khác, đá trầm tích và đá magma là nguồn gốc hay đá mẹ nguyên thủy của đá biến chất thông qua quá trình hoạt động nội sinh làm tăng cao nhiệt độ và áp suất có xúc tác của dung dịch biến chất, đã biến đá nguyên thủy đó thành một sản phẩm hoàn toàn mới gọi là đá biến chất.

Vậy, liệu đá trầm tích và đá biến chất có thể biến thành đá magma được không? Câu trả lời sẽ không thỏa mãn vì đây là vấn đề hết sức phức tạp. Tuy nhiên, có thể nói rằng do chế độ địa động lực thay đổi với điều kiện áp suất và nhiệt độ thích hợp thì vỏ Trái Đất trong đó có đá biến chất và đá trầm tích sẽ bị nóng chảy tạo thành một lò magma mới có thành phần nhất định, sau đó xâm nhập hoặc phun trào lên bề mặt Trái Đất và tạo nên các kiểu đá magma.

4.2.2. Đá magma

a) Định nghĩa

Sản phẩm kết tinh hoặc đông cứng của thể silicat nóng chảy gọi là đá magma. Đá kết tinh ở dưới sâu gọi là đá xâm nhập, còn đá đông cứng ở dạng thủy tinh trên bề mặt Trái Đất gọi là đá phun trào.

b) Phân loại

– *Phân loại khái quát dựa vào hàm lượng SiO_2:*

+ Đá siêu mafic (dunit, peridotit, pyroxenit): $SiO_2 < 45\%$

+ Đá mafic (gabro – bazan): $SiO_2 = 45 - 52\%$

+ Đá trung tính (điorit – andezit): $SiO_2 = 52 - 65\%$

+ Đá axit (granit – riolit): SiO_2 > 65%.

– *Phân loại chi tiết dựa trên hai tiêu chí:*

+ Thành phần khoáng vật: phân biệt các nhóm và gọi tên đá.

+ Kiến trúc của đá: là đặc tính kích thước, hình dáng các hợp phần tạo đá và quan hệ giữa chúng với nhau. Nhờ đặc tính kiến trúc mà mỗi nhóm có thể chia ra đá xâm nhập và đá phun trào.

Một số đá magma chủ yếu:

1/ Nhóm đá siêu mafic

– Hàm lượng SiO_2 < 45%. Không chứa fenspat. Khoáng vật tạo đá chính là olivin và pyroxen. Màu đen, đen lục và nâu đen.

– Khoáng vật phụ: cromit, manhetit, inmenit...

– Tỉ trọng: > 3 – 3,4. Vì vậy, đá siêu mafic rất dễ nhận biết vì nặng và có màu đen sẫm. Đá ít phổ biến trong vỏ Trái Đất và chỉ chiếm khoảng 0,4% so với đá magma. Không có đá phun trào tương ứng, chỉ có đá kimbeclit là sản phẩm của phun nổ mà thôi.

Các loại đá đặc trưng của nhóm siêu mafic:

+ Dunit: hầu như chỉ gồm khoáng vật olivin. Màu xám đen, vàng lục, lục thẫm khi bị secpentin hóa.

+ Pyroxenit: gồm pyroxen và olivin, song pyroxen chiếm chủ yếu. Màu đen và đen lục.

+ Peridotit: gồm olivin, pyroxen. Tỉ lệ hai khoáng vật gần tương đương. Màu lục thẫm. Kiến trúc toàn tinh hạt lớn.

+ Kimbeclit là đá siêu mafic phun nổ có độ kiềm cao, giàu chất bốc. Kiến trúc nổi ban (pocphia). Các ban tinh là inmenit giàu Mg; pyrop giàu Ti; olivin, pyroxen giàu Cr; trong đó, olivin chiếm ưu thế.

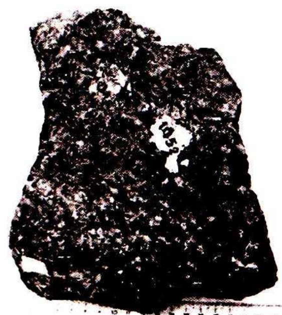
– Picrit là đá phun nổ giàu olivin tương tự kimbeclit.

2/Nhóm đá mafic (hình 4.10a, b). Hàm lượng SiO_2: 45 – 52%.

– Đá xâm nhập – gabro:



Hình 4.10a. Bazan



Hình 4.10b. Gabro dolerit

+ Khoáng vật tạo đá chính: Plagiocla bazơ 50 – 60%, pyroxen 40 – 50%, đôi khi có thêm olivin và hoblen. Màu xám sẫm, lục sẫm.

+ Kiến trúc toàn tinh, hạt trung bình, nửa tự hình.

+ Khoáng vật phụ: apatit, inmenit, manhetit, cromit.

– Đá phun trào – bazan: Kiến trúc vi tinh. Đôi khi nổi ban, ban tinh là plagiocla và pyroxen, nền vi tinh và thủy tinh. Nền vi tinh có kiến trúc ofit, spilit, hialopilit. Trong đó đặc trưng là vô số que nhỏ plagiocla (gọi là microlit) nằm lộn xộn bắt chéo nhau, khoảng trống giữa lấp đầy thủy tinh và vi tinh pyroxen.

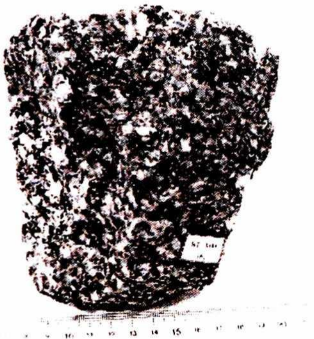
– Đá mạch – diaba có thành phần tương tự gabro và bazan.

3/ Nhóm đá trung tính. Hàm lượng SiO_2: 52 – 60%.

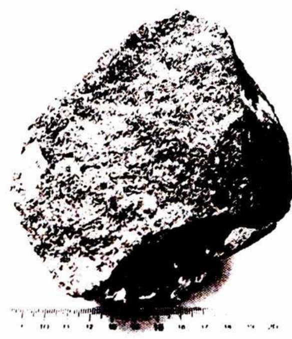
– Đá xâm nhập: Diorit (hình 4.11a)

+ Khoáng vật tạo đá chính: plagiocla trung tính 50 – 60%, hoblen 35 – 40%. Khoáng vật phụ: pyroxen, biotit và thạch anh. Khoáng vật màu: khoảng 25%

+ Kiến trúc toàn tinh, nửa tự hình. Hạt trung bình. Màu xám, xám lục. Khi xuất hiện thạch anh và biotit thì diorit chuyển dần sang đá trung gian giữa diorit và granit: diorit thạch anh → granodiorit.



Hình 4.11a. Diorit (Trà Bồng, Quảng Ngãi)



Hình 4.11b. Andezit

– Đá phun trào – Andezit (hình 4.11b). Thành phần tương tự như diorit. Bề ngoài andezit giống với bazan, có màu đen, xám đen.

Kiến trúc: nổi ban, ban tinh, plagiocla trung tính, thường có cấu tạo phân đới, hocblen tự hình. Màu đen, nâu, lục có hai phương cát khai cắt nhau (560 và 1240). Nền thủy tinh, vi tinh màu xám, xám lục.

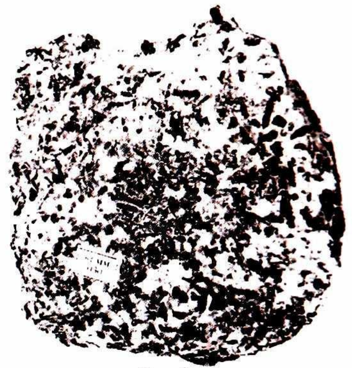
4/ Nhóm đá trung tính chứa fenspat kali. Hàm lượng SiO_2: 52 – 60%.

– Đá xâm nhập – syenit (hình 4.12)

Khoáng vật tạo đá: fenspat kali 70 – 80%; plagiocla trung tính 10 – 15%; hocblen 5 – 10%; khoáng vật màu khác 0 – 5%.

Kiến trúc toàn tinh, hạt trung bình tha hình. Màu xám sáng. Khác với granit là không chứa thạch anh.

– Đá phun trào – Trachyt (hình 4.13). Kiến trúc nổi ban, ban tinh thường là octocla, plagiocla, ít khi biotit, amphibon. Nền vi tinh màu xám sáng.



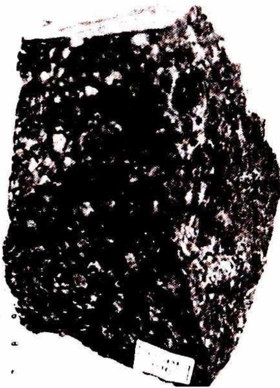
Hình 4.12. Syenit

5/ Nhóm đá axit – granit – ryolit. Hàm lượng $SiO_2 > 60\%$.

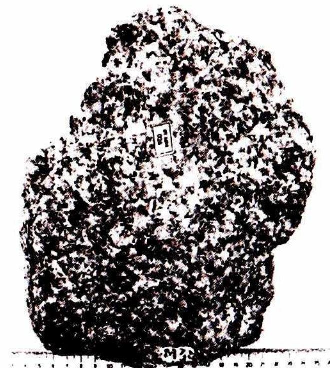
– Đá xâm nhập – Granit (hình 4.14).

+ Khoáng vật tạo đá chính: thạch anh: 30 – 40%; plagiocla axit 25 – 35%; fenspat kali 20 – 30%; mica (biotit, muscovit) 5 – 15%.

+ Kiến trúc toàn tinh, nửa tự hình, hạt lớn đến hạt nhỏ. Màu trắng sáng, xám sáng. Tương đối nhẹ.



Hình 4.13. Trachyt



Hình 4.14. Granit sáng màu (Bình Định)

– Đá phun trào: Ryolit (tương tự granit).

+ Kiến trúc: Nổi ban, ban tinh thạch anh, plagiocla axit, fenspat kali, biotit. Nền thủy tinh, vi tinh, fenzit. Fenzit không ban tinh.

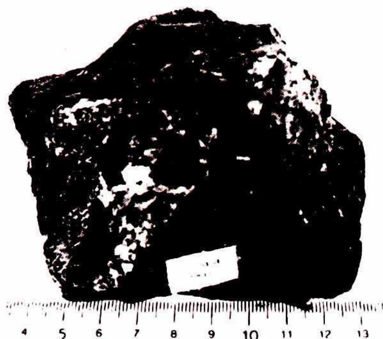
+ Cấu tạo: thường có dạng dòng chảy.

– Đá phun trào khác. Obsidian: thủy tinh núi lửa. Kiến trúc thủy tinh. Màu nâu sẫm. Đôi khi dạng bọt, đá có nhiều lỗ hổng, xốp do dung nham chứa nhiều chất bốc (hình 4.15a, b).

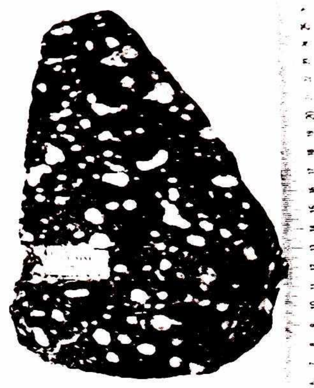
– Các loại đá mạch:

+ Pecmatit: tương tự granit, song hạt lớn và có kiến trúc vân chữ (chữ cổ) xen kẽ giữa thạch anh và fenspat (hai khoáng vật kết tinh đồng thời) phổ biến khoáng vật màu: fluorit, tuamalin, berin.

+ Aplit: đá mạch hạt nhỏ màu trắng.



Hình 4.15a. Hyalo Bazan



Hình 4.15b. Bazan porfia (Khánh Hòa)

4.2.3. Đá trầm tích

a) Định nghĩa

Đá trầm tích là những thể địa chất được hình thành trên bề mặt của vỏ Trái Đất do tích tụ và biến đổi theo phương thức cơ lý và hóa học các vật liệu trầm tích (sản phẩm phong hóa, kiến tạo, núi lửa và sinh vật) trong điều kiện nhiệt độ và áp suất bình thường.

Đá trầm tích có thể ở trạng thái bở rời hoặc gắn kết. Ví dụ: cuội (bở rời) – cuội kết (gắn kết). Tương tự, ta có: cát – cát kết, bột – bột kết, sét – sét kết, bùn vôi – đá vôi v.v...

b) Quá trình vận chuyển và lắng đọng vật liệu trầm tích

Vật liệu trầm tích là các vật liệu vụn cơ học (như khối, tảng, cuội, sạn, cát, bột), khoáng vật sét, các sản phẩm kết tủa từ dung dịch keo, dung dịch thật (ion), vật liệu của sinh vật và hoạt động núi lửa.

Trong đó, vật liệu vụn cơ học là sản phẩm của quá trình phá hủy kiến tạo (đối với vật liệu thô) và phong hóa vật lý (đối với vật liệu hạt trung đến nhỏ). Các vật liệu kết tủa từ dung dịch keo và dung dịch thật có nguồn gốc từ phong hóa hóa học các đá gốc lộ ra trên bề mặt của vỏ Trái Đất.

Quá trình vận chuyển và lắng đọng vật liệu vụn cơ học và sét diễn ra trong các môi trường trầm tích sau đây:

– Môi trường nước chảy một chiều ở lục địa: động lực vận chuyển bao gồm các dòng chảy tạm thời (mương xói) tạo nên sườn tích (deluvi), lũ tích (proluvi); các dòng chảy thường xuyên như suối và sông tạo nên sườn tích; lũ tích; trầm tích sông (aluvi).

– Môi trường nước chảy hai chiều: là môi trường châu thổ hỗn hợp giữa sông và biển tạo nên đồng bằng châu thổ (phần trên cạn), tiền châu thổ và sườn châu thổ (phần ngập nước).

– Môi trường trầm tích biển bao gồm: biển ven bờ có sóng mạnh, biển ven bờ vũng vịnh, biển nông, biển sâu, biển thẳm. Sản phẩm của quá trình vận chuyển, phân dị và lắng đọng trầm tích đã tạo ra tính đa dạng của trầm tích biển: vụn cơ học ven biển, biển nông; trầm tích sét, hóa học và sinh hóa biển nông, biển sâu, trầm tích – núi lửa ở biển sâu và biển thẳm.

– Môi trường trầm tích do gió tạo nên các sa mạc, cồn cát ven biển và thành tạo hoàng thổ điển hình ở Trung Quốc.

c) Quá trình thành đá và biến đổi đá trầm tích

– Quá trình thành đá (diagenesis) là quá trình biến đổi vật liệu trầm tích bở rời thành đá trầm tích ở trạng thái rắn chắc. Đó là quá trình biến một hệ thống ba thành phần (khí, lỏng và rắn) không cân bằng thành một hệ thống thành phần (rắn) cân bằng trong điều kiện nhiệt động mới.

Các vật liệu trầm tích có nguồn gốc khác nhau sẽ biến thành các đá trầm tích tương ứng: Ví dụ: vật liệu tảng biến thành tảng kết, cuội thành cuội kết, sạn thành sạn kết, cát thành cát kết, bột thành bột kết, sét thành sét kết (acgilit), bùn vôi thành đá vôi, bùn silic thành đá silic, than bùn thành than nâu v.v...

– Các giai đoạn biến đổi thứ sinh (hậu sinh và biến sinh): là quá trình biến đổi từng phần kiến trúc và thành phần khoáng vật của đá, song vẫn còn giữ được tính chất của đá trầm tích.

Kết quả biến đổi thứ sinh đá cát kết thạch anh biến thành cát kết dạng quark, đá vôi bị hoa hóa, acgilit thành đá phiến sét, đá phiến giống philit, than nâu thành than đá và antraxit.

d) Kiến trúc và cấu tạo của đá trầm tích

Kiến trúc của đá trầm tích: là đặc tính về hình dáng, kích thước của các hợp phần tạo đá và mối tương quan định lượng giữa chúng với nhau.

Đá trầm tích có ba kiểu kiến trúc cơ bản:

1. Kiến trúc đá vụn cơ học, bao gồm:

– Kiến trúc psefit: là kiến trúc của đá vụn thô như cuội kết, sạn kết (Md > 1mm).

– Kiến trúc psamit: là kiến trúc của đá cát kết (Md = 1 – 0,1mm).

– Kiến trúc aleurolit: là kiến trúc của đá bột kết (Md = 0,1 – 0,001mm).

Đá vụn cơ học có hai bộ phận cơ bản: hạt vụn và xi măng (nền) gắn kết.

+ Hạt vụn có nguồn gốc tha sinh được đặc trưng bởi các tham số: R_o (hệ số mài tròn), S_f (hệ số cầu) và d (kích thước). Hệ số mài tròn đặc trưng cho quãng đường vận chuyển của hạt vụn và năng lượng của thủy động lực môi trường. Hệ số cầu đặc trưng cho nguồn gốc của hạt vụn và một phần là

năng lượng thủy động lực của môi trường. Ví dụ, thạch anh có nguồn gốc từ granit thì có dạng đẳng thước ($S_f \approx 1$), còn thạch anh có nguồn gốc từ đá biến chất thì thường có dạng kéo dài ($S_f < 0,5$).

+ Xi măng theo cách gọi của người Nga và Việt Nam là đồng nghĩa với thuật ngữ "nền" gắn kết của các nước phương Tây và Rumani. Trong đó có hai thành phần cơ bản: thành phần matrix (phi hóa học) và thành phần hóa học (kết tủa từ dung dịch keo và dung dịch thật).

* Thành phần matrix gồm: vụn cơ học mịn tha sinh, sét tha sinh, vật chất hữu cơ v.v...

* Thành phần có nguồn gốc hóa học gồm: $SiO_2.nH_2O$ (opan, caxedoan); $Fe_2O_3.nH_2O$ (limonit, gơtit); $CaCO_3$ (canxit, aragonit); $CaMg(CO_3)_2$ (dolomit); $CaSO_4.2H_2O$ (thạch anh) v.v...

Dựa vào tỉ lệ tương đối giữa xi măng và hạt vụn người ta chia ra các kiểu xi măng như sau:

* Xi măng cơ sở: hàm lượng lớn hơn hạt vụn, các hạt vụn không tiếp xúc với nhau (hình 4.16)

* Xi măng lấp đầy: hàm lượng xi măng từ 8 – 15%. Các hạt vụn tiếp xúc với nhau kiểu tiếp xúc điểm, đường thẳng và một phần đường cong, khoảng trống giữa các hạt vụn được lấp đầy xi măng (hình 4.17)



Hình 4.16. Cát kết thạch anh – litic hạt nhỏ, nền cơ sở, tuổi Neogen Tây Nam Bộ N^+, x 40 (Ảnh Trần Nghi, 1997)



Hình 4.17. Cát kết thạch anh – litic hạt trung, nền lấp đầy, tuổi Neogen Tây Nam Bộ N^+, x 40. (Ảnh Trần Nghi, 1997)

* Xi măng khảm: hàm lượng xi măng lớn hơn hạt vụn. Thành phần đơn khoáng, kết tinh thành một tinh thể rộng, tắt sáng đồng nhất dưới hai nicon vuông góc (N^+) các hạt vụn bị khảm trong tinh thể đó (hình 4.18).

* Xi măng tiếp xúc tái kết tinh, còn gọi là xi măng biến dư. Các đá cát kết giàu thạch anh khi bị biến đổi thứ sinh thường phát triển kiểu xi măng này. Các hạt vụn tiếp xúc với nhau dạng đường cong và răng cưa (đường khâu) là kết quả của ba quá trình xảy ra đồng thời: hòa tan, tái kết tinh và nén ép (hình 4.19).

2. Kiến trúc của đá sét (Md < 0,01mm): Kiến trúc pelit.

3. Kiến trúc của đá hóa học và sinh hóa

– Kiến trúc hạt thô: d > 1mm

– Kiến trúc hạt lớn: d = 1,0 – 0,5mm

– Kiến trúc hạt trung: d = 0,5 – 0,1mm

– Kiến trúc hạt nhỏ: d = 0,1 – 0,01mm

– Kiến trúc vi hạt: d = 0,01 – 0,001mm

– Kiến trúc ẩn tinh: d < 0,001mm. Quan sát thấy vô số tinh mầm dưới hai nicon vuông góc.

– Kiến trúc vô định hình: dưới hai nicon vuông góc đá tối đen

– Kiến trúc vụn sinh vật



Hình 4.18. Cát kết thạch anh – litic hạt lớn dạng quark, xi măng tiếp xúc biến dư, tuổi Neogen, Tây Nam Bộ N+, x 40 (Ảnh Trần Nghi, 1997)



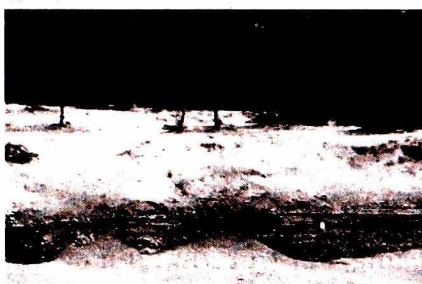
Hình 4.19. Cát kết thạch anh – littic hạt trung dạng quark, xi măng tiếp xúc, tuổi Neogen, Tây Nam Bộ. N+, x 40 (Ảnh Trần Nghi, 1997)

Đá có kiến trúc dạng hạt cần chú ý thêm tiêu chí tự hình, nửa tự hình và tha sinh để bổ sung cho tiêu chí kích thước hạt. Ví dụ, đá vôi có kiến trúc hạt trung tha hình, dolomit có kiến trúc hạt lớn nửa tự hình v.v...

Cấu tạo của đá trầm tích: là đặc tính sắp xếp các hợp phần tạo đá trong không gian và quan hệ giữa chúng với nhau.



Hình 4.20a. Cấu tạo khối của đá vôi Vịnh Hạ Long (Ảnh Trần Nghi, 1998)



Hình 4.20b. Cấu tạo phân lớp ngang song song do sóng và triều Quỳnh Lưu – Nghệ An (Ảnh Trần Nghi, 1995)

Có hai kiểu cấu tạo đá trầm tích: cấu tạo trong lớp và cấu tạo trên mặt lớp.

Cấu tạo trong lớp gồm: cấu tạo khối, cấu tạo phân lớp, cấu tạo nhịp, cấu tạo vân dải, cấu tạo trứng cá, pizolit, hạt đậu, kết hạch sferolit, đường khâu (stylolit), nón chồng nón, turbidit (hình 4.20a, b).

Cấu tạo trên mặt lớp gồm: cấu tạo gợn sóng, dấu vết chữ cổ, dấu vết giọt mưa, vết hằn do sinh vật, vết hằn do nước biển, vết hằn do tinh thể muối kết tinh (hình 4.21a, b).



Hình 4.21a. Cấu tạo lượn sóng bất đối xứng của cát biển hiện đại ở Bắc Siberi (Nga) (Ảnh Guxevu A.I, 1950)



Hình 4.21b. Cấu tạo rỗ đậu do nước biển ăn mòn đá cát kết tuổi Pecmi bờ biển phía Nam Australia (Ảnh Trần Nghi, 1996)

Ý nghĩa nghiên cứu cấu tạo đá trầm tích:

Xác định được đặc điểm và năng lượng của môi trường. Ví dụ, cấu tạo phân lớp xiên chéo thô, một chiều của cuội sạn kết đặc trưng cho môi trường lòng sông miền núi, miền trung du có năng lượng dòng chảy mạnh.

Phân lớp ngang song song, mịn của sét than đặc trưng cho môi trường hồ – đầm lầy yên tĩnh. Phân lớp dạng vân dải vôi – silic đặc trưng cho môi trường biển sâu có dòng chảy đáy yếu. Cấu tạo turbidit đặc trưng cho môi trường biển sâu có dòng chảy rối rất dữ dội do động đất hoặc trượt lở ngầm sườn lục địa.

e) Phân loại và mô tả đá trầm tích

Phân loại đá trầm tích được nhiều tác giả quan tâm: Duxtovalop (1940), Strakhop (1961), Svetxop (1958, 1972), Trần Nghi (1999, 2000) v.v... Trong giáo trình này giới thiệu cách phân loại của Trần Nghi (1999, 2000) theo hai trạng thái: gắn kết (đã trải qua giai đoạn thành đá) và bở rời (chưa qua giai đoạn thành đá).

– *Đá gắn kết.* Có 5 nhóm cơ bản:

+ Đá vụn cơ học và vụn núi lửa. Gồm: vụn thô (tảng, cuội, sạn kết); cát kết; bột kết; đá vụn núi lửa: tuf, tufit, tufogen.

+ Đá sét: acrilit (sét kết), đá phiến sét.

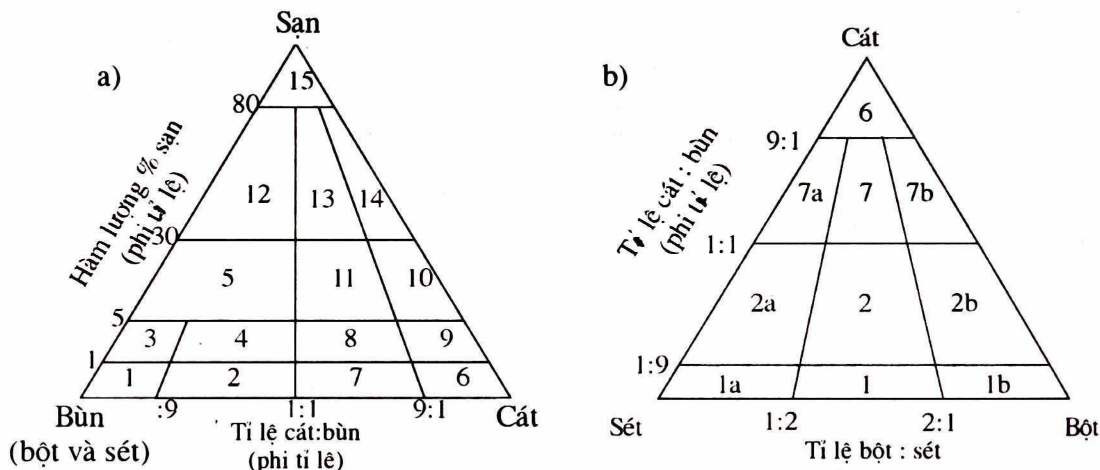
+ Đá hóa học và sinh hóa. Gồm: đá chứa nhôm, chứa sắt, chứa mangan, đá silic, đá photphat, đá carbonat, đá muối (evaporit).

+ Đá sinh vật cháy: dầu mỏ và than đá.

+ Đá hỗn hợp đặc biệt: turbidit.

– *Trầm tích bở rời:*

Đối với trầm tích bở rời (chưa trải qua giai đoạn thành đá) có cách phân loại riêng. Hiện nay, trong nghiên cứu trầm tích bở rời chủ yếu là các đối tượng trầm tích Đệ tứ trên lãnh thổ và lãnh hải Cục Địa chất và khoáng sản Việt Nam đang sử dụng biểu đồ phân loại của Cục Địa chất Hoàng gia Anh (1979) có bổ sung (hình 4.22).



Hình 4.22. Biểu đồ phân loại trầm tích của Cục Địa chất Hoàng gia Anh (có sửa chữa)

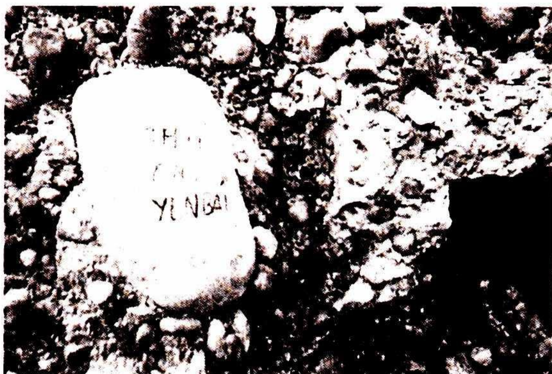
a) 1. Bùn (bột + sét); 2. Bùn cát; 3. Cát, bùn; 4. Cát; 5. Cát bùn sạn; 6. Bùn cát sạn; 7. Sạn bùn chứa cát; 8. Sạn cát chứa bùn; 9. Sạn.

b) 1. Bùn; 1a. Sét; 1b. Bột; 2. Bùn cát; 2a. Sét cát; 2b. Bột cát; 3. Cát bùn; 3a. Cát sét; 3b. Cát bột; 4. Cát.

Mô tả đá trầm tích:

1. Trầm tích khối tảng: là sản phẩm phá hủy kiến tạo và phong hóa vật lý có kích thước trên 100mm. Chúng phân bố bên các bờ biển có đá gốc lộ ra do núi ăn ra biển như ở bắc Cửa Lò – Nghệ An, bờ biển Nam Trung Bộ, đảo Phú Quốc, Côn Đảo, Quảng Ninh, Hải Phòng, đặc biệt phổ biến nhất là trên các dòng suối, thượng nguồn các dòng sông. Các khối tảng có hình dạng thay đổi từ sắc cạnh đến tròn cạnh phụ thuộc vào quãng đường lăn trượt xa hay gần trong quá trình di chuyển theo dòng nước hoặc năng lượng hoạt động của sóng vỗ ven bờ. Khối tảng bở rời biến thành khối – tảng kết chỉ gặp trong các trầm tích trước Đệ tứ (từ 1,6 triệu năm trở về trước). Lúc đó trầm tích bị chôn vùi sâu đủ điều kiện thời gian và điều kiện áp suất, nhiệt độ tăng cao để trải qua quá trình thành đá.

2. Trầm tích dăm, cuội, sạn. Dăm (cát kết), cuội (cuội kết) là đá vụn cơ học có kích thước mảnh vụn từ 100 – 10mm. Sạn (sạn kết) có kích thước mảnh vụn từ 10 – 1,0mm. Chúng vừa là sản phẩm phá hủy kiến tạo, vừa là sản phẩm của quá trình phong hóa vật lý. Dăm là vật liệu sắc cạnh, còn cuội là vật liệu cùng kích thước song được mài tròn tốt. Sự có mặt của tầng dăm hoặc dăm kết là bằng chứng của các đới phá hủy kiến tạo. Nếu thành phần mảnh vụn và xi măng giống nhau thì gọi là dăm kết kiến tạo. Còn cuội và cuội kết là bằng chứng của năng lượng môi trường mạnh mẽ, địa hình phân cắt mạnh, sườn núi phong phú sản phẩm phá hủy kiến tạo. Vì vậy, các tầng cuội kết cơ sở là dấu hiệu nhận biết sự mở đầu các pha kiến tạo và ranh giới dưới của các chu kỳ trầm tích (hình 4.23).



Hình 4.23. Cuội kết lòng sông miền núi, tuổi Neogen lẫn tảng thạch anh nhiệt dịch đầu cầu Yên Bái hữu ngạn Sông Hồng (ảnh Trần Nghi, 1998)

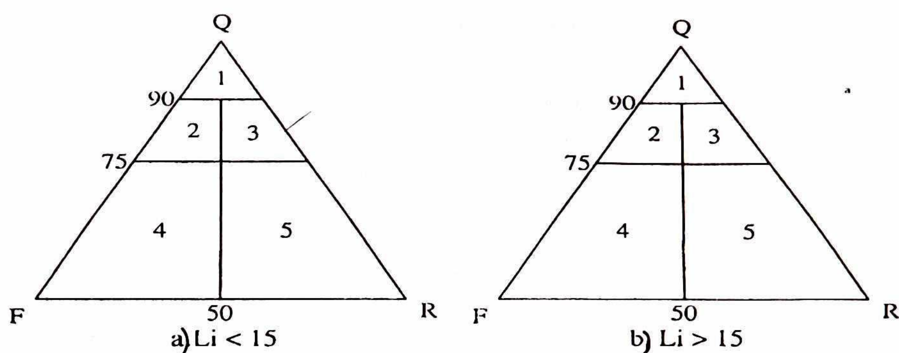
Đối với cuội kết và sạn kết cần phân biệt hai môi trường thành tạo rất khác nhau là sông và biển. Cuội – sạn ở sông có cấu tạo phân lớp xiên chéo thô đồng hướng, được mài tròn từ trung bình đến tốt do nguồn nước. Trong đó, các hạt cuội có trục dài xếp định hướng theo dòng chảy. Còn cuội, sạn biển được mài tròn từ tốt đến rất tốt do sóng vỗ ven bờ. Trục dài các hạt cuội xếp song song với đường bờ biển do chuyển động lăn trước khi lắng đọng trên bãi triều.

3. Trầm tích cát, bột. Cát (cát kết), bột (bột kết) là sản phẩm vụn cơ học trung bình và nhỏ nhất trong dãy phân loại của trầm tích vụn cơ học.

Kích thước của các hạt cát thay đổi từ 0,1 – 1mm, còn các hạt bột từ 0,1 – 0,01mm. Trong thực tế ta gặp được nhiều tầng trầm tích cát thuần khiết như cát thạch anh pha lê, tuổi Holocen ở Vân Hải, Cam Ranh; cát kết thạch anh dạng quark, tuổi Devon ở Lý Hòa, Đồ Sơn. Tuy nhiên, nhiều trường hợp không có sự phân biệt rõ ràng giữa cát và bột thì phải gọi tên kép, chữ đầu là chỉ loại đá nào chiếm ưu thế, chữ sau là chỉ loại đá thứ yếu. Ví dụ: cát – bột kết hoặc bột – cát kết.

Cát (cát kết), bột (bột kết) được phân loại chi tiết theo 3 thành phần khoáng vật cơ bản: thạch anh (Q), fenspat (F) và mảnh đá (R).

Thành phần và hàm lượng khoáng vật được xác định bằng lát mỏng thạch học dưới kính hiển vi phân cực. Sau đó, sử dụng 2 biểu đồ của Pettijohn (1973) (hình 4.24).



Hình 4.24. Biểu đồ xác định tên đá cát kết của Pettijohn (1973), có bổ sung và sửa chữa

Ở đây cần phân biệt hai trường hợp:

a) Li (xi măng) ≤ 15% thì tên gọi sẽ theo nhóm acko, trong đó:

Ô số 1: Cát kết đơn khoáng thạch anh

Ô số 2: Cát kết ít khoáng – thạch anh – acko

Ô số 3: Cát kết ít khoáng – thạch anh – litic

Ô số 4: Cát kết đa khoáng – acko

Ô số 5: Cát kết đa khoáng – acko – litic (hình 4.25)



Hình 4.25. Cát kết acko, ximăng tiếp xúc, hạt vụn tiếp xúc kiểu răng cưa và đường cong. Biotit bị clorit hoá. Trầm tích Oligocen dưới bồn trũng Cửu Long. N^+ x120 (Ảnh Trần Nghi, 1998)



Hình 4.26. Cát kết Grauvac, ximăng lấp đầy: thạch anh tái sinh, clorit dạng xferolit, xerixit vi vảy. Trầm tích Oligocen hạ, bể Cửu Long. N^+ x 120 (Ảnh Trần Nghi, 1998)

b) Li (xi măng) > 15% thì tên gọi sẽ theo nhóm grauvac, trong đó:

Ô số 1: Cát kết đơn khoáng thạch anh

Ô số 2: Cát kết ít khoáng – thạch anh – grauvac

Ô số 3: Cát kết ít khoáng – thạch anh – litic

Ô số 4: Cát kết đa khoáng – grauvac

Ô số 5: Cát kết đa khoáng – grauvac – litic (hình 4.18)

4. Trầm tích sét

a/ Khái quát

Trầm tích sét bao gồm "đất sét" còn ở trạng thái bở rời và đá sét kết (acgilit) đã trải qua giai đoạn thành đá ở trạng thái rắn chắc.

Đá sét được cấu thành bởi khoáng vật sét, gồm nhóm sét kaolinit, hidromica và monmorilonit. Các khoáng vật sét là sản phẩm phong hóa hóa học của khoáng vật alumosilicat song di chuyển và lắng đọng lại theo phương thức cơ học. Vì vậy, đá sét được tách ra thành một nhóm độc lập.

b/ Kiến trúc và cấu tạo đá sét

Đá sét có kiến trúc pelit. Trong đó chia ra ba cấp hạt khác nhau:

+ Pelit hạt lớn: 0,01 – 0,005mm

+ Pelit hạt vừa: 0,005 – 0,001mm

+ Pelit hạt mịn: $<$ 0,001mm

Đá sét có cấu tạo phân lớp ngang song song đặc trưng cho môi trường đầm hồ, biển sâu. Phân lớp lượn sóng đặc trưng ven hồ và biển nông có sự dao động của sóng. Cấu tạo phân lớp song xiên, xiên chéo đứt đoạn đặc trưng cho môi trường bãi triều lầy ven biển.

c/ Phân loại và mô tả đá sét

Dựa trên thành phần khoáng vật có thể chia ra 3 nhóm sét: sét kaolinit, sét hidromica và sét monmorilonit.

– Nhóm đá sét kaolinit: đá sét kaolinit là loại đá chứa trên 90% khoáng vật kaolinit. Thành phần còn lại là haluazit và hidromica.

Sét kaolinit được thành tạo trong các môi trường sau đây:

+ Vỏ phong hóa phát triển trên các đá magma giàu alumosilicat như: granit, aplit, ryolit, pecmatit, daxit và đá lục nguyên giàu fenspat.

+ Trầm tích hồ – đầm lầy lục địa.

+ Bãi bồi sông.

Thành phần hóa học của đá sét kaolinit đặc trưng như sau: Al_2O_3: 37 – 38,5%; Fe_2O_3: 0,01 – 0,7%; SiO_2: 45,7 – 53,5%; TiO_2: 0,03 – 1,0%; MgO: 0,1 – 0,3%; CaO: 1,26 – 1,4%; K_2O: 0,03 – 0,7%; Na_2O: 0,04 – 0,13%.

– Nhóm đá sét hidromica: bao gồm chủ yếu là khoáng vật hidromica, thứ đến là kaolinit và các khoáng vật phi sét (thạch anh, mica, fenspat, vật chất hữu cơ). Đá sét hidromica có thể được hình thành trong hai môi trường: trên vỏ phong hóa các đá magma axit, đá phiến thuộc đới hỗn hợp

(vật liệu vỡ vụn và sét); tiếp theo là đới saprolit và môi trường trầm tích ven biển, cửa sông châu thổ. Vì vậy, đá sét hidromica ít khi tạo thành một tầng sét thuần khiết mà thường lẫn với kaolinit ở đới đồng bằng châu thổ và lẫn với monmorilonit ở đới tiền châu thổ. Đá sét hidromica có thành phần hóa học giàu K_2O có thể đạt tới 3 – 7%. Khi thành tạo trong môi trường có độ muối cao thường xuất hiện thêm MgO, CaO và FeO.

– Nhóm đá sét monmorilonit: là những thể trầm tích sét giàu monmorilonit. Nguồn gốc và điều kiện thành tạo monmorilonit khá đặc biệt. Monmorilonit có thể là sản phẩm phong hóa hóa học từ đá mafic, siêu mafic, dung nham và các loại tuf tro núi lửa. Trong vỏ phong hóa thường có các khoáng vật blidelit và nontronit đi cùng. Monmorilonit có nguồn gốc trầm tích thường gặp ở biển do biến đổi các đá tuf tro núi lửa dưới biển hoặc lắng đọng các khoáng vật monmorilonit phong hóa từ lục địa. Một phần monmorilonit biến đổi từ kaolinit và hidromica trong môi trường kiềm mạnh và thời gian lâu dài trong nước biển.

d/ Ý nghĩa: Đá sét được ứng dụng rộng rãi trong đời sống con người. Sét hỗn hợp làm nguyên liệu gạch ngói, đồ gốm; sét kaolin làm đồ sứ cao cấp, bentonit làm gạch chịu lửa, vật liệu lọc nước; sét monmorilonit làm dung dịch khoan. Các tầng sét dày là các tầng chắn dầu khí chất lượng tốt.

5. Đá carbonat

Đá carbonat bao gồm đá vôi ($CaCO_3$), dolomit ($CaMg(CO_3)_2$), đá macnơ (sét vôi). Trong đó, đá vôi chiếm một khối lượng lớn và rất phổ biến như đá vôi tuổi C–P dạng khối tinh khiết ở Phong Nha – Kẻ Bàng (Quảng Bình), Bắc Sơn (Lạng Sơn), Hạ Long (Quảng Ninh); đá vôi tuổi Trias ở Thanh Hóa, Ninh Bình.

a/ Đá vôi gồm chủ yếu là khoáng vật canxit ($CaCO_3$) chiếm từ 70 – 100%; tiếp đến là aragonit, dolomit và khoáng vật phi carbonat. Trong thực tế ta gặp đá vôi có nhiều màu sắc là do chứa các tạp chất khác mang màu ngoài canxit là khoáng vật tạo đá chính. Ví dụ, đá vôi màu xám sáng, xám trắng là đá vôi tinh khiết chứa gần 100% canxit. Đá vôi màu đen là đá vôi giàu bitum; đá vôi xám nâu đỏ là chứa sét và oxit sắt ($Fe_2O_3.nH_2O$); đá vôi xám đen vân dải là chứa silic (SiO_2).

Điều kiện thành tạo của đá vôi có nguồn gốc hóa học có hai giai đoạn:

– Giai đoạn 1: kết tủa bùn vôi, diễn ra theo phản ứng thuận nghịch:



$$CaCO_3\downarrow + CO_2 + H_2O \leftrightarrows Ca(HCO_3)_2$$

Từ độ sâu 100m trở lên nước biển có độ pH ≥ 8,5 là điều kiện thuận lợi nhất để $CaCO_3$ kết tủa. Phản ứng chuyển về bên trái do hàm lượng CO_2 giảm liên quan đến 2 nguyên nhân P_{co2} tăng, sinh vật tiêu thụ CO_2 lớn.

– Giai đoạn 2: bùn vôi bị chôn vùi xuống sâu do sụt lún kiến tạo và các trầm tích mới lắng đọng phủ lên trên, khi đạt tới nhiệt độ và áp suất thích hợp quá trình hóa lý và cơ lý dần dần biến bùn vôi thành đá vôi, người ta gọi đá vôi đã trải qua giai đoạn thành đá (diagenesis).

Đá vôi có nguồn gốc sinh vật được thành tạo khác với đá vôi có nguồn gốc hóa học. Đó là đá vôi ám tiêu san hô. Ám tiêu có tuổi Đệ tứ còn có cấu tạo san hô nguyên dạng, còn ám tiêu có tuổi từ Neogen trở về trước thì bị hóa đá thành nền đặc sít.

Ý nghĩa của việc nghiên cứu đá vôi:

+ Đá vôi giúp nghiên cứu địa tầng và phân tích bồn rất hiệu quả.

+ Đá vôi trước hết là nguyên liệu xi măng, sau đó là đá xây dựng và phụ gia công nghiệp. Nước ta có nguồn đá vôi lớn, hoàn toàn đáp ứng nhu cầu phát triển kinh tế – xã hội và hạ tầng cơ sở.

+ Ở miền núi đá vôi là nơi tạo phong cảnh và hang động kỳ thú như những chốn bồng lai huyền thoại. Đó là những Khu bảo tồn, Vườn Quốc gia có giá trị kinh tế du lịch hàng đầu của đất nước như: Di sản thiên nhiên thế giới Vịnh Hạ Long, Vườn Quốc gia Phong Nha – Kẻ Bàng và nhiều nơi khác hấp dẫn du khách quốc tế và trong nước ngày một đông như Tam Cốc – Bích Động (Ninh Bình), hồ Ba Bể, đảo Cát Bà...

b/ Dolomit chứa chủ yếu là khoáng vật dolomit ($CaMg(CO_3)_2$) được kết tủa chủ yếu trong các biển cổ xưa giàu CO_2 và giàu Mg. Ngày nay, gặp dolomit ở trong các vũng vịnh nửa kín có độ kiềm và Mg cao. Người ta đã chứng minh được rằng tỉ lệ đá dolomit tăng cao dần từ trẻ đến cổ. Điều này liên quan đến các bể lắng cổ xưa càng thuận lợi cho kết tủa dolomit; mặt khác, các đá vôi theo thời gian thường bị dolomit hóa.

4.2.4. Đá biến chất

a) Quá trình biến chất và các yếu tố biến chất

Quá trình biến chất là quá trình biến đổi các khác như đá magma, đá trầm tích và cả đá biến chất có trước thành một loại đá mới dưới tác dụng của nhiệt độ và áp suất tăng cao xảy ra trong lòng vỏ Trái Đất.

Hoạt động biến chất xảy ra ở những độ sâu khác nhau, do quá trình chuyển động kiến tạo phức tạp làm vỏ Trái Đất và vỏ thạch quyển bị nhấn chìm hoặc nâng trồi, làm biến dạng cả thế nằm, kiến trúc, cấu tạo, thành phần khoáng vật và thành phần hóa học của các đá nguyên thủy.

Các yếu tố biến chất gồm: nhiệt độ (T), áp suất (P) và dung dịch biến chất.

– Nhiệt độ tăng cao trong lòng vỏ Trái Đất do 3 nguyên nhân cơ bản:

+ Gradient địa nhiệt: cứ xuống sâu trong lòng đất 33m thì nhiệt độ tăng thêm 1^0C. Như vậy, các đá càng bị nhấn chìm xuống sâu thì càng biến chất mạnh.

+ Nhiệt độ tăng cao do sự nén ép kiến tạo và sự va chạm các địa khối (teran), các mảng (plate). Quá trình ép trồi tạo núi có thể làm tăng nhiệt độ lên hàng trăm độ C.

+ Chuyển động va chạm 2 mảng trong quá trình hút chìm sẽ làm tăng nhiệt độ đến điểm nóng chảy của khoáng vật tạo ra một lò magma mới. Quá trình xâm nhập magma trong vỏ Trái Đất và phun trào lên bề mặt Trái Đất cung cấp một nguồn nhiệt hàng nghìn độ C, làm biến chất tiếp xúc các đá vây quanh.

– Có hai loại áp suất gây biến chất các đá là áp suất địa tĩnh và áp suất định hướng. Áp suất địa tĩnh là áp suất được tạo ra do sự đè nặng của các lớp đá nằm trên. Còn áp suất định hướng (shess) là áp suất do hiện tượng nén ép một chiều của kiến tạo. Quá trình nén ép của kiến tạo làm nhiệt độ tăng cao, đất đá bị chảy dẻo, bị uốn nếp, có cấu tạo phân phiến và vân dải do xuất hiện thành phần khoáng vật mới đồng thời.

– Dung dịch biến chất chính là nước lỗ hổng trong đất đá, đấy không phải là nước tinh khiết (H_2O) mà là nước khoáng. Thành phần của dung dịch biến chất bao gồm rất nhiều các ion hòa tan, các khí hòa tan như CO_2, Cl, F,... có nguồn gốc ngoại sinh (nước thấm từ bề mặt Trái Đất xuống) và nội sinh (nước của quá trình thủy hóa và nước từ các lò magma).

Nước từ các khối magma là dung dịch nhiệt dịch được giải phóng từ quá trình nguội lạnh của các lò magma phản ứng thay thế, trao đổi với các đá vây quanh tạo ra các khoáng vật mới.

Quá trình thủy phân là quá trình tách nước ra khỏi các khoáng vật chứa nước trong đá trầm tích rồi đi vào các lỗ hổng của đá. Ví dụ, thạch cao ($CaSO_42H_2O$), kaolinit, monmorilonit chứa nước trong quá trình biến chất bị nén ép hết nước trở thành dung dịch biến chất, và khoáng vật trở thành khoáng vật khan (không chứa nước) như anhydrit ($CaSO_4$), corindon (Al_2O_3)...

b) Kiến trúc và cấu tạo của đá biến chất

Kiến trúc của đá biến chất là đặc tính về hình dạng, kích thước của các hợp phần tạo đá và quan hệ không gian giữa chúng với nhau. Các hợp phần tạo đá được sinh ra do biến chất nên gọi thêm một cụm từ làm bổ nghĩa cho kiểu kiến trúc là "biến tinh".

Đá biến chất có các kiểu kiến trúc sau:

– Kiến trúc hạt biến tinh: khoáng vật dạng hạt.

– Kiến trúc vảy vi hạt biến tinh: khoáng vật dạng vảy và vi vảy.

– Kiến trúc que biến tinh: khoáng vật có hình que.

– Kiến trúc sợi biến tinh: khoáng vật có dạng sợi.

– Kiến trúc sót: đá còn giữ được đặc điểm kiến trúc của đá nguyên thủy.

– Kiến trúc cà nát: đá bị cà nát có dạng giả xi măng gắn kết từ thô (dăm kết kiến tạo) đến mịn vừa (kataclajit) và rất mịn (milonit).

Cấu tạo đá biến chất là đặc tính sắp xếp của các hợp phần tạo đá và quan hệ không gian giữa chúng với nhau. Đặc trưng cấu tạo của đá biến chất là cấu tạo phiến, thứ đến là cấu tạo khối và cấu tạo sót.

– Cấu tạo phiến là sự sắp xếp định hướng của khoáng vật biến chất nhiệt động có dạng kéo dài như silimanit, mica, xericit, storolit, disten, epidot, amphibol, thạch anh, anbit,...

– Cấu tạo khối là các hạt khoáng vật không có định hướng, phân bố lộn xộn. Ví dụ: đá hoa, đá macnơ.

– Cấu tạo sót là đặc tính cấu tạo nguyên thủy còn sót lại. Ví dụ: cấu tạo phân lớp của đá trầm tích, cấu tạo dòng chảy của đá riolit...

c) Phân loại và mô tả các đá biến chất chính

Theo đặc điểm, nguồn gốc và điều kiện thành tạo, đá biến chất được phân làm ba nhóm: đá biến chất khu vực, đá biến chất tiếp xúc và đá biến chất động lực.

Đá biến chất khu vực

– *Đá phiến sét và đá phiến phylit.* Đá phiến sét được hình thành ở giai đoạn đầu của quá trình biến chất đá sét. Đá tạo thành từng tấm mỏng nên còn có tên gọi là đá bảng, đá phiến, aspit. Cấu tạo phân lớp mỏng của đá phiến sét là cấu tạo sót của đá trầm tích sét. Ở Việt Nam tiêu biểu là đá bảng ở Lai Châu đã và đang được khai thác để làm ngói arđoa phục vụ các công trình cổ xây dựng từ thời Pháp nay đã bị hư hỏng. Đá phiến phylit là đá phiến sét bị biến chất ở trình độ cao hơn. Trên mặt lớp đá phiến phylit nhìn rõ ánh tơ do quá trình serixit hóa mạnh cùng với một loạt khoáng vật mới xuất hiện như clorit, epidot, thạch anh.

– *Đá phiến clorit:* phân phiến rõ, màu lục sẫm. Thành phần khoáng vật chủ yếu là clorit, canxit, epidot, thạch anh, actinolit và talc.

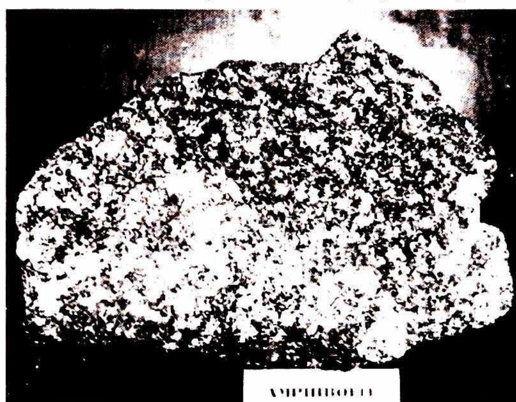
– *Đá phiến talc:* phân phiến mỏng, mềm, màu xám, xám lục. Thành phần khoáng vật chủ yếu là talc, ngoài ra còn có thạch anh canxit, epidot, serixit.

– *Đá phiến lục:* là sản phẩm biến chất của đá magma mafic (như gabrro–bazan) và siêu mafic. Đá có màu xám lục do có mặt các khoáng vật mang màu như clorit, epidot, amphibon. Ngoài ra còn có các khoáng vật sáng màu cộng sinh như anbit, thạch anh. Đá có kiến trúc vi hạt, vảy biến tinh, cấu tạo phiến yếu, đôi khi dạng khối và cấu tạo sót.

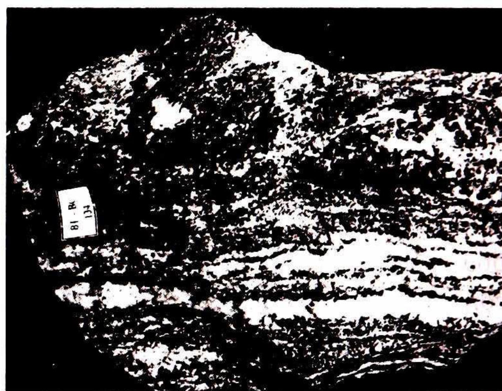
– *Đá phiến kết tinh:* là sản phẩm biến chất cao của đá sét, trong đó một số khoáng vật tiêu biểu được kết tinh trong điều kiện nhiệt độ và áp suất tăng cao như: mica, thạch anh, granat, disten. Tùy thuộc hàm lượng giữa chúng với nhau mà gọi tên đá theo thứ tự giảm dần. Ví dụ: đá phiến thạch anh – mica, đá phiến mica – granat, đá phiến mica – disten v.v...

– *Quartzit:* là đá chủ yếu gồm thạch anh, ngoài ra còn có mica, turmalin. Đá có màu xám sáng, cấu tạo dạng khối, kiến trúc hạt biến tinh do quá trình hòa tan, tái kết tinh và nén ép các đá bột kết thạch anh. Quartzit sắt là đá quartzit đặc biệt được thành tạo trong Tiền Cambri. Chủ yếu bao gồm thạch anh và hematit có cấu tạo chia lớp xen kẽ giữa thạch anh và hematit do quá trình kết tinh của thạch anh từ opan – canxedoan và hematit từ gơtit – limonit.

– *Amphibolit* (hình 4.27)*:* là đá có màu xám lục, xám đen, gồm chủ yếu là horblen, plagiocla, thạch anh, epidot, granat... Amphibolit là sản phẩm biến chất từ đá magma mafic và siêu mafic tương tự đá phiến lục nhưng ở mức độ cao hơn. Cấu tạo khối hoặc phân phiến yếu. Kiến trúc hạt biến tinh.



Hình 4.27. Đá biến chất khu vực



Hình 4.28. Đá siêu biến chất

– *Gneis:* là đá phiến kết kinh có thành phần khoáng vật tương tự đá granit: thạch anh, fenspat, mica. Ngoài ra còn chứa thêm một số khoáng vật phụ như granat, horblen, augit,... Khác với granit là gneis có cấu tạo phiến, phân dải uốn lượn kiểu khúc dồi và dạng mắt. Đá gneis là sản phẩm biến chất khu vực cao nhất, có 2 nguồn gốc: nguồn gốc từ đá trầm tích (đá sét) gọi là paragneis, có nguồn gốc từ đá magma (granit) gọi là ortogneis.

– *Migmatit:* là đá siêu biến chất do các mạch tiêm nhập của magma vào giữa các lớp của đá khác như đá gneis và đá phiến kết tinh (hình 4.28).

Đá biến chất tiếp xúc (hình 4.29)

– *Đá sừng:* là sản phẩm biến chất tiếp xúc của đá sét với một thể magma xâm nhập. Đá có màu xám sừng, đặc sít. Kiến trúc hạt biến tinh,

đôi khi dạng nổi ban biến tinh, cấu tạo khối. Thành phần khoáng vật chủ yếu là thạch anh, mica, fenspat, granat, andaluzit, silimanit, đôi khi amphibol. Khi đá sừng có cấu tạo phân phiến thì gọi là đá phiến sừng. Đá phiến sừng phân bố xa lò magma hơn đá sừng.

Đá phiến đốm vết, đốm sần: phân bố xa lò magma hơn cả đá phiến sừng. Trên mặt lớp xuất hiện nhiều vết đốm: graphit, clorit, andaluzit, silimanit, corddierit.

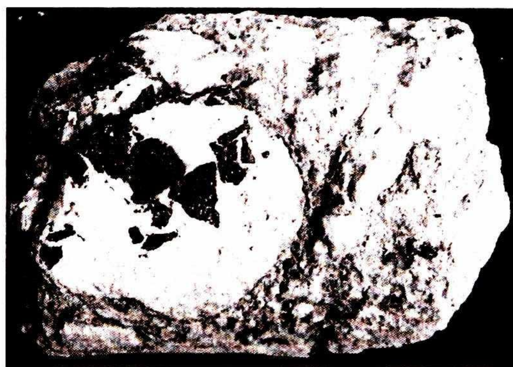
– *Scarnơ:* thành tạo ở đới tiếp xúc giữa đá granitoit và đá vôi. Cả đá vôi và đá magma đều bị biến đổi do trao đổi thành phần khoáng vật. Thành phần khoáng vật của đá scarnơ bao gồm chủ yếu là pyroxen, granat; ngoài ra còn có horblen, epidot, manhetit, plagiocla, olivin, canxit, thạch anh. Các mỏ scarnơ tiêu biểu là mỏ sắt (ví dụ mỏ sắt Thạch Khê – Hà Tĩnh), đồng, chì, kẽm, vàng, thiếc, wolfram, molipden.

– *Greizen:* được hình thành do quá trình biến chất trao đổi khí diễn ra ở đới tiếp xúc với đá granit và cả trong đá granit. Lúc đó, fenspat bị thạch anh và mica thay thế do khí bốc. Vì vậy, đá greizen bao gồm các khoáng vật sau: thạch anh, muscovit, biotit, topaz, turmalin, beryl, fluorit.

– *Serpentinit:* đá có màu lục xen các đốm đen, vàng trắng tương tự da rắn. Đá bị biến chất từ đá siêu mafic do tác dụng của dung dịch magma và hậu magma.



Hình 4.29. Đá biến chất tiếp xúc, trao đổi



Hình 4.30. Dăm kết kiến tạo, đá biến chất động lực

Đá biến chất động lực (hình 4.30)

– *Dăm kết kiến tạo và cataclasit:* do đá gốc bị cà nát vỡ vụn rồi lại được gắn kết do chính xi măng của chúng, tương tự đá dăm, sạn kết của đá trầm tích.

– *Milonit:* đá bị nghiền nhừ thành khối nền đặc sít phân phiến. Trên mặt phiến thường xuất hiện các vi vảy serixit.

Đá biến chất liên quan đến quá trình hoạt động địa động lực là những sản phẩm biến dạng dẻo do quá trình ép trồi tạo núi, đứt gãy, xô húc va chạm các mảng xảy ra trong điều kiện áp suất cao, nhiệt độ thấp. Ví dụ, đới

biến chất Sông Hồng, đá có tuổi rất cổ nhưng bị biến chất lại trong giai đoạn Kainozoi (từ 32 đến 16 triệu năm).

4.2.5. Khoáng sản

a) Khái quát

Khoáng sản là những khoáng chất tự nhiên mà con người có thể sử dụng cho đời sống và mang lại lợi ích cho sự phát triển kinh tế – xã hội.

Khoáng sản trong tự nhiên tồn tại ở cả 3 trạng thái: rắn, lỏng, khí. Ở trạng thái rắn như: quặng sắt, nhôm, chì, kẽm, than đá... Trạng thái lỏng như nước và dầu mỏ. Còn ở trạng thái khí là khí đốt thiên nhiên.

b) Phân loại

Khoáng sản trong tự nhiên có thể phân ra 2 nhóm lớn:

– Khoáng sản vô cơ.

– Khoáng sản cháy.

Khoáng sản vô cơ thực chất là một kiểu khoáng vật đặc biệt được sinh ra và tập trung thành mỏ trong những điều kiện nhất định liên quan đến quá trình tạo đá magma, trầm tích và biến chất.

– Các mỏ có nguồn gốc magma:

Nhiều khoáng vật nặng được thành tạo sớm trong quá trình nguội lạnh magma. Chúng được lắng đọng xuống đáy của lò magma và tích tụ thành mỏ khoáng sản. Ví dụ, mỏ sắt Kiruna nổi tiếng ở bắc Thụy Điển bao gồm chủ yếu là khoáng vật manhetit (Fe_3O_4) có tỉ trọng lớn hơn nên lắng xuống đáy lò magma với một hàm lượng cao (> 60% sắt).

Giai đoạn cuối của quá trình nguội lạnh magma granit các chất lỏng nóng chảy còn sót lại giàu chất bốc và tạo nên mỏ pecmatit, ví dụ mỏ pecmatit Thạch Khoán – Phú Thọ. Đi cùng với pecmatit thường có đá quý, đặc biệt là beryl có tinh thể khổng lồ tự hình. Ngoài ra còn có các kim loại hiếm và phân tán như: Be, Li, Nb, Ta, Zn, Ge, Hf, Cs, Rb, đất hiếm và các nguyên tố phóng xạ như U, Th, Ra.

– Các mỏ nhiệt dịch:

Dung dịch nhiệt dịch là dung dịch tách khỏi lò magma trong quá trình phân dị kết tinh của lò. Chúng thường mang theo các ion kim loại xâm tán vào các đá xung quanh lò magma vào tạo nên các khoáng vật quặng có ích như: Au, Pb, Ag, Sn, Pt...

Gần đây người ta phát hiện thấy nhiều mỏ sunfua chì, kẽm dưới đáy biển được kết tủa tạo thành những vỉa quặng khổng lồ có nguồn gốc từ các sống núi giữa đại dương.

– Các mỏ trầm tích: Nhiều mỏ trầm tích đồng nghĩa với đá trầm tích như phần thạch học đã mô tả. Ví dụ: đá vôi, đá sét, đá kaolin, đá bauxit, đá trầm tích sắt (limonit, gơtit, hematit, quartzit sứt Tiền Cambri), trầm tích mangan, trầm tích photphorit, trầm tích muối (evaporit) và sa khoáng (inmenit, zircon, monazit, casiterrit, vàng, cromit...).

– Các mỏ có nguồn gốc biến chất:

+ *Mỏ skarnơ:* là mỏ biến chất trao đổi có thành phần đa dạng: nhóm oxit (magnetit, hematit, sielit – $CaWO_4$, casiterit), sunfua (pyrotin, pyrit, chancopyrit, galenit, sphalerit, molipdenit, galenit, asenopyrit...)

+ *Các mỏ bị biến chất nhiệt động:* graphit biến chất từ antraxit, corindon biến chất từ bauxit, thạch anh từ opal, đá hoa từ đá vôi, quartzit từ cát kết thạch anh, đá lợp (arđoa) từ đá phiến sét. Các đá giàu vật liệu cao nhôm như andaluzit, silimanit... dùng nhiều trong công nghiệp luyện kim như vật liệu chịu lửa cao cấp, công nghiệp thiết bị cách điện.

Khoáng sản cháy (cauxtobiolit)

Đá sinh vật cháy là đá trầm tích nguồn gốc sinh vật, có thể đốt cháy được. Đó là một loại đá đặc biệt, vì không phải là sản phẩm phá huỷ của một loại đá nào đó, cũng không phải phân ly từ dung dịch thật hay do sự ngưng keo, mà là sản phẩm của sinh vật (động vật và thực vật) đã bị biến đổi thành vật chất hoàn toàn mới. Xuất phát từ đặc điểm đó, M.S. Svetxôp (1968) đã tách các loại đá cháy được thành một nhóm độc lập gọi là nhóm có nguồn gốc quang hợp. Bởi vì, sự phát triển của sinh vật, đặc biệt là thực vật, cũng như trong giai đoạn đầu của sự thành tạo các loại trầm tích này đều liên quan với nước, không khí và chịu sự tác dụng của năng lượng Mặt Trời.

Theo thành phần và nguồn gốc chia ra ba nhóm: (1) Đá phiến cháy và than bùn thối; (2) Than; (3) Dầu khí.

Trong thời gian gần đây, do yêu cầu phát triển của khoa học, công tác nghiên cứu than, dầu khí đã tách thành những khoa học độc lập: địa chất than và địa chất dầu khí. Vì vậy, trong giáo trình này chỉ đề cập đến những vấn đề cơ bản của các khoáng sản trên để hiểu được mối qua lại giữa các thành tạo trầm tích xảy ra trong vỏ Trái Đất.

A. ĐÁ PHIẾN CHÁY VÀ THAN BÙN THỐI

Đá phiến cháy

Đá phiến cháy là loại đá sét hoặc đá vôi, phân lớp mỏng, màu xám, xám đen, chứa 20 – 60% vật chất hữu cơ, có thể tách ra dễ dàng thành tấm mỏng. Thành phần của đá phiến cháy gồm 2 phần:

– Vật chất vô cơ, chiếm 40 – 80%, chủ yếu là sét, mảnh vụn cơ học (bột), silit, carbonat, sunfua sắt...

– Vật chất hữu cơ, là phần cháy được, chiếm 20 – 60%. Thành phần hữu cơ của đá phiến cháy chủ yếu là tảo, sinh vật trôi nổi bị biến đổi, thối rữa trong môi trường thiếu oxi dưới tác dụng của vi khuẩn kỵ khí. Sản phẩm phân huỷ cuối cùng là vật chất keo, giống như bùn thối. Vì thế, có thể gọi đá phiến cháy là than bùn thối có độ tro cao. Chúng bắt lửa và cháy dễ dàng có mùi khét cao su.

Đá phiến cháy có thể thành tạo ở hồ nước ngọt vũng vịnh hoặc ở biển. Vì có độ tro cao, nên không thể sử dụng trực tiếp làm nhiên liệu mà thường dùng để chưng cất dầu mỏ...

Ở Nga đá phiến cháy nổi tiếng gặp trong các bể trầm tích Jura thượng và Paleozoi.

Ở nước ta, hiện nay mới tìm thấy những lớp mỏng (chiều dày nhỏ hơn 1m) đá phiến cháy trong trầm tích Neogen vùng Đồng Ho (Quảng Ninh). Ngoài ra còn gặp đá phiến sét đen chứa bitum tuổi Jura thượng ở bể Đà Lạt và đá vôi đen chứa bitum tuổi $D_3 - C_1$ ở đảo Cát Bà.

Than bùn thối (Sapropelit)

Cũng như đá phiến cháy, vật chất hữu cơ tạo nên than bùn thối chủ yếu là thực vật bậc thấp, sinh vật trôi nổi và có thể lẫn cả di tích thực vật bậc cao. Khác với đá phiến cháy, than bùn thối có độ tro thấp hơn. Vật chất vô cơ lẫn trong than bùn thối chủ yếu là sét, carbonat, mảnh vụn cơ học... Dạng bên ngoài than bùn thối thường có màu xám đen, ánh mờ hoặc ánh sáp, vết vạch màu vàng đến nâu, đen nâu, vết vỡ nhẵn, vỏ sò, cấu tạo đồng nhất, hầu như không có khe nứt nội sinh (loại khe nứt phát sinh trong quá trình co rút thể tích), rắn chắc nhưng nhẹ (tỉ trọng khoảng 1,2).

Bảng 4.6. Thành phần các nguyên tố hoá học của sinh vật cháy

(Hàm lượng % so với vật chất)

Nguyên tố / Loại than	C	H	N	O
Than bùn	59	6	2	33
Than nâu	69	5,5	0,8	25
Than đá	82	5	0,8	13
Antraxit	95	2,5	vết	2,5
Than bùn thối (Sapropen)	52–59	7–8	1–3	20–30
Đá phiến cháy	60–75	7–9	2–4	10–20
Bochet	72–77	9–10	0,7–0,8	10–12
Than tàn sinh	75–85	5–10	10–15	–
Dầu mỏ	84–88	12–14	1–2	–

Than bùn thối cũng dễ đốt cháy và khi cháy có mùi khét cao su.

Theo thành phần và mức độ biến đổi có thể chia than bùn thối thành:

– Bochet, thành phần chủ yếu là tảo, có thể lẫn một ít thành phần của thực vật bậc cao (chất gỗ, bị keo hoá, chất nhựa, bào tử...).

– Kenen (than nến) thành phần chủ yếu là chất bào tử.

– Saprocolit, là loại than bùn thối nhưng thành phần thực vật hầu như đã bị phân huỷ hoàn toàn biến thành vật chất keo đồng nhất.

Trong than biến chất thấp, những di tích thực vật trong than bùn thối thường còn bảo tồn tốt, dễ dàng xác định dưới kính hiển vi. Nhưng nếu than bị biến chất cao (giai đoạn antraxit) thì khó lòng phân biệt với than mùn cây (humit). Trong trường hợp này, dấu hiệu nhận biết chủ yếu là dựa vào những chỉ số hoá học (bảng 4.6). Đặc trưng của than bùn thối là lượng chất bốc của khối cháy khá cao: 66 – 93%, hidro: 7 – 10% , tỉ số C/H < 8.

Trong tự nhiên, than bùn thối ít khi tạo thành những vỉa dày độc lập mà thường có dạng thấu kính, lớp mỏng, nằm xen lẫn trong các lớp than mùn cây, cũng có khi nằm trong trầm tích sét.

Than bùn thối thường thành tạo trong các đầm lầy ven biển, tam giác châu, vũng vịnh, ít khi thấy trong hồ lục địa bị đầm lầy hoá.

Than bùn thối có thể sử dụng trực tiếp trong công nghiệp hoá học để chế biến các sản phẩm khí, dầu mỏ.

B. THAN MÙN CÂY (HUMIT)

Thành phần than mùn cây

(1) Thành phần thạch học: Cũng như các loại đá trầm tích khác, than có thành phần phức tạp, không đồng nhất, có những thành phần có thể nhận biết được bằng mắt thường, nhưng có thành phần chỉ nhận biết được dưới kính hiển vi. Tuỳ theo nguồn gốc và quá trình phân huỷ, có thể chia thành phần hữu cơ của than mùn cây thành những vi phần (macerat). Tên của mỗi vi phần có tận cùng bằng chữ "init".

Theo dự án của Hội nghị Thạch học than Quốc tế ở Lieges (Bỉ) năm 1955, thành phần hữu cơ của than mùn cây được chia thành 3 nhóm gồm những vi phần sau:

– *Nhóm vitrini:* là sản phẩm biến đổi của thực vật bậc cao (chủ yếu là chất gỗ) trong điều kiện đầm lầy có chế độ nước đầy đủ, môi trường khử, vật chất thực vật chuyển thành chất keo (quá trình keo hoá). Tuỳ theo mức độ bảo tồn kiến trúc tế bào thực vật chia ra 2 loại:

+ Colinit: là phần thực vật phân huỷ hoàn toàn, chuyển thành vật chất đồng nhất. Trong than, nó thường đóng vai trò gắn kết các yếu tố có hình

khác, đôi khi cũng tạo thành những thể dạng thấu kính, lớp mỏng, chiều dày vài mm tới vài cm. Dạng bên ngoài, colinit là loại than kính, ánh đồng nhất, giòn, vết vỡ nhẵn, vỏ sò và thường có khe nứt thẳng góc với mặt lớp (khe nứt nội sinh) phát sinh do sự co rút thể tích trong quá trình hoá than.

+ Telinit: là những phần thực vật ít nhiều còn bảo tồn kiến trúc tế bào, đôi khi còn biểu hiện rõ cấu tạo các vòng tăng trưởng hằng năm.

- *Nhóm inectinit*, gồm các vi phần: fuzinit, micrinit, slerotinit, chúng là những phần thực vật (chủ yếu là gỗ) bị biến đổi trong điều kiện đầm lầy khô cạn, môi trường oxi hoá.

Dưới kính hiển vi, trong ánh sáng xuyên qua, fuzinit không thấu quang, đôi khi còn bảo tồn tốt cấu trúc tế bào của mô gỗ. Dạng bên ngoài, fuzinit là loại than có ánh tơ, nhẹ, xốp, bẩn tay, giống như than củi.

Trong tự nhiên, fuzinit ít khi tạo thành lớp dày mà chỉ là những thấu kính lớp mỏng, chiều dày vài mm xen kẽ với các loại than khác.

- *Nhóm exinit* (còn gọi là liptinit): là những thành phần vững bền của thực vật như chất sừng, chất nhựa, vỏ cây,... Trong than, những chất này là những yếu tố có hình được gắn kết bằng vật chất colinit.

Tuỳ theo nguồn gốc có thể chia ra các vi phần sau:

+ Cutinit là chất sừng bảo vệ lá cây hay mầm cây. Trong than, cutinit là những sợi mảnh, chiều dày không quá 0,02mm, một bên có dạng răng cưa.

+ Sprorinit là chất bào tử, phấn hoa. Dưới kính hiển vi chúng là những vẩy, hạt nhỏ kích thước < 0,1mm (vi bào tử), có khi tới 2 – 3mm (đại bào tử).

+ Resinit: là chất nhựa cây, dưới kính hiển vi resinit là những thể tròn, trái xoan hoặc méo mó, kích thước từ 0,1 đến 1 – 2mm, phân tán trong nền colinit hoặc lấp đầy trong các tế bào gỗ hoặc trong khe nứt.

+ Suberinit: là chất vỏ cây, dưới kính hiển vi suberinit thường có cấu tạo mạng lưới.

Tuỳ theo mức độ biến chất của than, các vi phần đó được phân biệt theo độ thấu quang, màu sắc, chiết suất (trong ánh sáng xuyên qua), độ nổi, độ phản quang, tính dị hướng (trong ánh sáng phản xạ).

Đối với than biến chất thấp, phần lớn các vi phần hữu cơ của than còn biểu hiện rõ và có độ thấu quang tốt (vitrinit – màu đỏ nâu, exinit – màu vàng rơm, inectit – không thấu quang). Đối với than biến chất cao thì hầu như không thấu quang và chỉ nhận biết được qua việc nghiên cứu bằng ánh sáng phản xạ.

(2) Thành phần hoá học: Theo quan điểm hoá học, than là một chất cao phân tử, cấu trúc của than gồm 2 phần: nhân và nhánh bên. Nhân là những nguyên tử carbon trùng hợp kiểu ô mạng của graphit, là phần vững bền.

Nhánh bên gồm những nguyên tử hay hợp chất với oxi, có mối liên kết thuỷ phân và dễ tách khỏi phần nhân trong quá trình biến chất.

Thành phần hoá học của than chủ yếu là C, H, N, O. Hàm lượng các nguyên tố đó phụ thuộc vào thành vật chất và mức độ biến chất của than.

Nhìn chung, than giàu vật chất nhóm exinit thì hàm lượng N, O cao. Than biến chất từ thấp đến cao thì hàm lượng C tăng, nhưng hàm lượng N, O, H đều giảm (bảng 4.6). Tỉ số C/H > 8.

Ngoài ra, trong than còn chứa các nguyên tố S, P, Si, Fe, Ca, Na, K, Ge...

Phân loại than mùn cây

(1) Phân loại theo thạch học: Theo hệ thống phân loại quốc tế – hệ thống SH (Stopes – Heerlen), dưới kính hiển vi than được chia thành những vi tổ phần (microlitotyp). Chiều rộng của mỗi vi tổ phần tối thiểu là 5mm. Thành phần của vi tổ phần có thể đơn giản chỉ gồm 1 loại vi phần (monomacera), có thể hai hay ba vi phần tạo nên (bimaceral, trimacera). Tên của mỗi vi tổ phần được tận cùng bằng chữ "it". Ví dụ: clarit, durit...

Tuỳ theo số lượng các vi phần than, có thể chia ra 4 kiểu chính:

– *Vitrit* là loại vi tổ phần đơn giản, thành phần chủ yếu là vật chất nhóm vitrinit (colinit, telinit) chiếm trên 95%.

– *Furit*, cũng là loại vi tổ phần đơn giản, thành phần chủ yếu là vật chất nhóm inectit (fuzinit, micrinit,...) chiếm trên 95%.

– *Clarit,* là vi tổ phần tương đối phức tạp, trong đó thành phần nhóm vitrinit chiếm 75 – 95%.

– *Durit*, tương tự như clarit, durit có thành phần phức tạp, trong đó vật chất nhóm vitrinit nhỏ hơn 5%. Thành phần chiếm ưu thế trong than là vật chất nhóm inectit hoặc exinit (> 95%).

Ngoài các loại trên còn gặp những kiểu trung gian phức tạp hơn như: duroclarit, clarodurit,...

Trong hệ thống phân loại thạch học quốc tế còn phân chia than ra những tổ phần khác nhau. Mỗi tổ phần (litotyp) là một dải than được phân biệt bằng mắt thường theo ánh, độ nứt, vết vỡ, cấu tạo... Tên của tổ phần tận cùng bằng chữ "en". Ví dụ: Vitren, claren,... Về cơ bản, thuật ngữ này trùng với cách phân chia của M.Stopes (1919). Than mùn cây thường được cấu tạo bởi 4 tổ phần :

– *Vitren* (than kính): là tổ phần đơn giản, thành phần chủ yếu (> 95%) là những vi tổ phần vitrit tạo nên. Dạng bên ngoài, vitren là loại than đồng nhất, ánh mạnh, vết vỡ nhẵn, vỏ sò hoặc dạng mắt và thường có khe nứt thẳng góc với mặt lớp. Trong các vỉa than, vitren thường tạo thành những dải thấu kính chiều dày từ vài mm tới vài cm (hình 4.31).

– *Fuzen* (than tơ): cũng là tổ phần đơn giản, thành phần chủ yếu là fuzinit (> 95%). Dạng bên ngoài, fuzen có cấu trúc sợi, ánh tơ, mềm, giống than củi. Trong các vỉa than, ít khi fuzen tạo thành những lớp dày mà chỉ là những dải, thấu kính mỏng, chiều dài vài cm.

– *Claren* (than ánh): là loại than có thành phần tương đối phức tạp, gồm những kiểu clarit tạo nên. Thành phần chính của than là vật chất nhóm vitrinit (75 – 95%), do đó than thường có ánh, cấu tạo khía hoặc dạng dải, thấu kính, vết vỡ nhẵn, bậc thang (hình 4.13).

– *Duren* (than mờ): là loại than phức tạp, thành phần tạo than chủ yếu là vật chất nhóm inectit hoặc exinit (95 – 75%). Dạng bên ngoài, duren là loại than mờ, cứng, cấu tạo dải hoặc thấu kính, vết vỡ không bằng phẳng.

(2) Phân loại công nghiệp: là phân loại dựa trên những chỉ số công nghệ học để sử dụng than có hiệu quả nhất trong các ngành kinh tế. Hiện nay, việc phân chia các loại than chủ yếu dựa vào mức độ biến chất. Song, danh pháp cũng như ranh giới giữa các loại than vẫn chưa thống nhất. Ở Liên Xô phổ biến cách phân loại sau (theo mức độ biến chất tăng dần):

– *Than bùn*, là loại trầm tích trẻ, hiện nay vẫn đang tiếp tục thành tạo. Đặc trưng của than bùn là hầu hết những di tích thực vật vẫn còn bảo tồn tốt. Dạng bên ngoài, than bùn thường có màu vàng, nâu, có khi nâu sẫm, đen. Gồm: C: 55 – 60%; O: 33%; chất bốc: 70 – 80%; độ ẩm: > 45% ...

Bảng 4.7. Phân loại biến chất than mùn cây

(Theo % khối cháy) (I.J. Ammoxop, 1965)

Mức độ biến đổi đá	Nhóm	Mức độ biến chất than	V_{cb} (%)	Q (kcal/kg)	C^{ch} (%)	Y (mm)	10R (%)
Thành đá	Than nâu	Nâu	> 41	6900–7500	76	–	50–69
Hậu sinh	Than đá	Lửa dài	> 39	7500–8000	70–82	< 5	70–75
		Khí	32–46	7900–8600	80–86	6–30	76–84
		Mỡ	34–37	8300–8700	83–89	> 13	85–93
Biến sinh	Antraxit	Luyện cốc	18–27	8400–8750	86–90	> 14	94–102
		Kết dính yếu	13–20	8450–8780	87–91	< 13	103–107
		Gầy	9–15	8300–8750	89–12	–	108–120
		Antraxit	2–8	8200–8350	90	–	121–140

– *Than nâu:* Dạng bên ngoài thường có màu nâu, đen nâu, ánh mờ, bở rời, có khi gắn kết tốt. Đặc trưng của than nâu là còn axit mùn cây (phản ứng dương với KOH hoặc HNO_3); chất bốc > 41%; C: < 76%; nhiệt lượng Q = 6900 – 7.500kcal/kg... Tuỳ theo mức độ biến đổi chia ra 3 loại:

+ Than nâu dạng đất (linhit) bở rời, di tích thực vật thường còn bảo tồn tốt.

+ Than nâu cứng mờ, màu nâu đen, đã gắn kết tốt, ánh mờ.

+ Than nâu cứng ánh, màu đen phớt nâu, rắn chắc, ánh mỡ.

– *Than đá.* Khác với than nâu, trong thành phần của than đá hầu như không còn axit mùn cây, màu xám đen đến đen, ánh mờ đến ánh thuỷ tinh. Tuỳ theo mức độ biến chất tăng dần chia ra các loại: than lửa dài, than khí, than mỡ, than luyện cốc, than kết dính, than gầy. Mỗi loại than được đặc trưng bởi các trị số: độ ẩm (W, %); chất bốc (V_{cb}, %); nhiệt lượng (Q, kcal/kg); chiều dài lớp dẻo (Y, mm); khả năng phản xạ (10R, %) (bảng 4.6).

– *Antraxit:* là loại than biến chất cao, màu xám đen, đen, ánh kim loại mạnh, vết vạch đen. Đặc trưng của antraxit là hàm lượng C (85 – 95%), chất bốc nhỏ (2 – 10%), độ ẩm nhỏ (1 – 5%). Antraxit gồm bán antraxit và antraxit.



Hình 4.31. Cấu tạo phân nhịp của trầm tích chứa than và các vỉa than antraxit tuổi T_3n–r, Mỏ Hà Tu, Quảng Ninh. (Ảnh Trần Nghi, 1998)

Ngoài những chỉ số hoá học và công nghệ, mức độ biến đổi của than còn được biểu hiện qua những chỉ số vật lý khác như chiết suất, độ cứng, độ giòn, khả năng phản xạ (10R%)... Mặt khác, mỗi loại than có những chỉ số đặc trưng nhất định. Ví dụ: đặc trưng của than nâu khác với than đá là trong thành phần của than nâu còn chứa nhiều axit mùn cây; các loại than biến chất trung bình (than mỡ, than luyện cốc) được đặc trưng bởi chỉ số độ co ngót (X) và chiều dày lớp dẻo (Y), ...

Mỗi lĩnh vực công nghiệp đòi hỏi than phải có những yêu cầu nhất định về thành phần vật chất, độ hạt, độ tro, hàm lượng chất có hại (lưu huỳnh, photpho...). Ví dụ: than năng lượng thì yêu cầu chủ yếu là độ tro, nhiệt lượng..., than luyện cốc yêu cầu chính là tính kết dính, độ tro, chất bốc, nhiệt lượng...

C. NGUỒN GỐC VÀ ĐIỀU KIỆN THÀNH TẠO CỦA THAN BÙN VÀ THAN ĐÁ

Quá trình tạo than có thể được chia làm ba giai đoạn:

Giai đoạn thứ nhất: Tích tụ vật liệu hữu cơ và biến đổi thành than bùn xảy ra trên các đầm lầy ven biển và trên các miền thấp bằng phẳng. Nếu đầm lầy phát triển cây cối và bị chôn vùi tại chỗ thì gọi là than tại chỗ, ngược lại, nếu thực vật được mang từ nơi khác tới thì gọi là than ngoại lai.

Tuỳ thuộc vào điều kiện trao đổi nước, chế độ oxi hoá–khử có thể xảy ra các trường hợp sau đây:

– Trong điều kiện đầm lầy có nước đầy đủ và yên tĩnh, môi trường có chế độ khử thống trị thuận lợi cho vi khuẩn kỵ khí hoạt động, quá trình keo hoá xảy ra, chất gỗ (xenlulô) chuyển thành vật chất nhóm vitrinit.

– Trong điều kiện đầm lầy khô cạn, thiếu nước, môi trường oxi hoá thống trị, vi khuẩn ưa khí hoạt động, quá trình fruzen hoá xảy ra, thực vật chuyển thành nhóm fuzinit (inectit).

– Trong điều kiện đầm lầy có dòng nước chảy, quá trình sừng hoá (cutin hoá) xảy ra. Những phần thực vật không bền bị rửa trôi như xenlulô, còn thành phần bền vững như chất sừng, bào tử phấn hoa thì được giữ lại. Thời gian thành tạo than bùn xảy ra trong khoảng từ chục nghìn năm đến vài nghìn năm. Ở Việt Nam than bùn được thành tạo trong hai giai đoạn: giai đoạn trước biển tiến Flandrian, từ 18.000 đến 7.000 năm (Pleistocen muộn – Holocen sớm), than bùn kiểu đầm lầy ven biển cổ, kém triển vọng, giai đoạn biển lùi Holocen giữa – muộn từ 4.500 đến 2.000 năm, than bùn có nguồn gốc lòng sông cổ và đầm lầy ven biển cổ rất có triển vọng.

Giai đoạn thứ hai: Biến than bùn thành thanh nâu.

Các lớp than bùn nếu bị các lớp trầm tích mới phủ lên do sụt lún kiến tạo thì dần dần áp suất bị nén của tầng than dưới bởi địa tầng nằm trên sẽ tăng lên cùng với nhiệt độ nâng cao khoảng 100°C. Quá trình mất nước, giảm thể tích gắn kết và sự biến đổi lý–hoá như các phản ứng trùng hợp xảy ra. Kết quả làm tăng hàm lượng carbon gọi là quá trình hoá than, tức than bùn đã biến thành than nâu.

Thời gian biến than bùn thành than nâu thường xảy ra hàng chục triệu năm. Than nâu ở Na Dương và Miền Võng – Hà Nội nằm trong trầm tích tuổi Neogen.

Giai đoạn thứ ba: Biến than nâu thành than đá và antraxit.

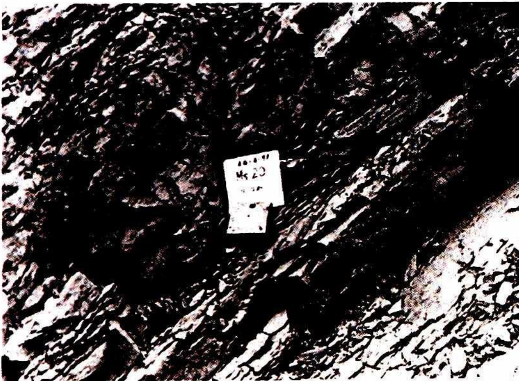
Nhân tố gây ra sự biến đổi này là áp suất của địa tầng ngày một tăng (áp suất thuỷ tĩnh) có thể đạt tới 1000 – 3000atm do các tầng chứa than bị nhấn chìm sâu từ 5 – 10km, nhiệt độ (gradient địa nhiệt) tăng từ 100 – 300°C. Tuy nhiên, có những trường hợp các tầng than bị biến chất lại do tác dụng của áp suất một chiều trong quá trình chuyển động uốn nếp tạo núi, chuyển động khối tảng và nhiệt độ tăng cao là hậu quả của kiến tạo.

Ví dụ: các tầng than tuổi Trias ở Việt Nam (Phấn Mễ, Quảng Ninh) đều bị biến chất thành antraxit; chúng có cấu trúc phức tạp, bị phá huỷ do quá trình tạo núi Jura – Kreta. Quá trình biến chất than xảy ra theo giai đoạn tương ứng với các giai đoạn biến đổi đá trầm tích chứa than. Than bùn tương ứng với giai đoạn đồng sinh. Than nâu tương ứng với giai đoạn thành đá. Than đá tương ứng với giai đoạn hậu sinh. Cuối cùng antraxit tương ứng với giai đoạn biến sinh (bảng 4.8).

Bảng 4.8. Các giai đoạn biến đổi vật liệu hữu cơ và đá

Vật chất hữu cơ	Giai đoạn	Điều kiện biến đổi	
		Thời gian	Hoá lý
Than bùn	Đồng sinh	Vài nghìn đến chục nghìn năm	Sinh hoá
Than nâu	Thành đá	Triệu, chục triệu năm	Hoá lý, $T^o \leq 100^oC$, P thấp
Than đá	Hậu sinh	Trăm triệu năm	Hoá lý, nhiệt độ, Áp suất cao
Antraxit	Biến sinh	Vài trăm triệu năm	

Như vậy, nghiên cứu các giai đoạn biến đổi thứ sinh của đá chứa than thì gián tiếp biết được các giai đoạn biến chất than và ngược lại. Vì vậy, người ta gọi than là "cổ nhiệt kế" và chỉ số năng suất phản xạ vitrinit (10R%) được coi là một tham số định lượng để xác định các giai đoạn biến đổi vật chất hữu cơ trong đá (bảng 4.8).



Hình 4.32. Tầng cát kết xen bột sét kết trên than phân nhịp không hoàn chỉnh. Mỏ than Hà Tu (Ảnh Trần Nghi, 1998)



Hình 4.33. Cấu tạo phân nhịp của tầng than nâu tuổi Neogen Na Dương (Ảnh Trần Nghi, 1998)

D. CÁC THỜI KỲ TẠO THAN Ở VIỆT NAM

1. Than tuổi Pecmi thượng (hệ tầng Yên Duyệt) phân bố ở Cẩm Thuỷ, Thanh Hoá. Than bị biến chất cao (antraxit và bị graphit hoá từng phần), trữ lượng nhỏ.

2. Than tuổi Trias muộn (T_3 n–r) phổ biến nhất ở Việt Nam. Một số vùng có những mỏ than lớn, chất lượng tốt, trình độ biến chất cao và trung bình (antrxit và bán antraxit) như:

– Quảng Ninh: Mạo Khê, Uông Bí, Hòn Gai, Cẩm Phả.

– Thái Nguyên: Ba Sơn, Quán Triều, Làng Cẩm, Phấn Mễ.

– Hoà Bình: Làng Vọ.

– Lai Châu: Suối Bàng.

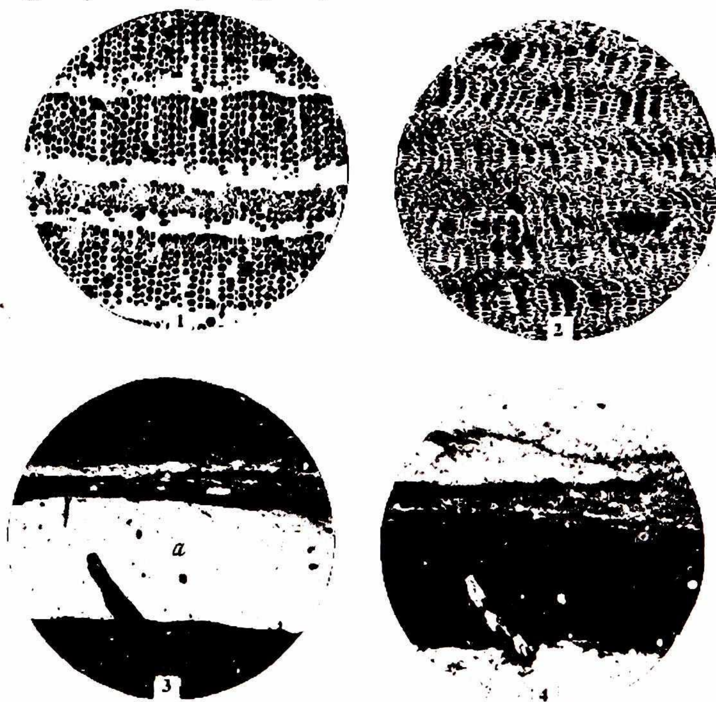
– Sơn La: Quỳnh Nhai.

– Hà Tĩnh: Đồng Đỏ.

– Quảng Nam – Đà Nẵng: Nông Sơn.

3. Than tuổi Neogen: đặc trưng là than nâu dưới dạng các mỏ nhỏ, phân bố trong các địa hào sụt lún khối tảng dọc theo các hệ thống đứt gãy lớn như: Cao Bằng, Tuyên Quang, Yên Bái, Quy Mông, Đồng Giao, Lạng Sơn (Na Dương), Nghệ An (Khe Bố) và trong trầm tích Neogen Miền võng Hà Nội.

4. Than Đệ Tứ: là loại than bùn được thành tạo từ khoảng 15.000 đến 2.000 năm (Pleistocen muộn – Holocen). Than bùn phân bố rải rác ở ven rìa đồng bằng Sông Hồng, đồng bằng Nam Bộ và ven rìa các đồng bằng ven biển Miền Trung Việt Nam (bảng 4.9).



Hình 4.34. Thành phần thạch học than: 1, 2 – Fuzinit; 3, 4 – Vitrinit

Bảng 4.9. Phân loại than ở Việt Nam theo mức độ biến chất

TT	Tuổi địa chất	Địa danh mỏ	Trình độ biến chất	Biến đổi thứ sinh của đá	Môi trường thành tạo
1	Đệ Tứ (Q)	Ven rìa các đồng bằng hiện đại	Than bùn	Đồng sinh	Đầm lầy ven biển và đầm lầy lục địa
2	Neogen (N)	Yên Bái, Lạng Sơn, Nghệ An, Miền võng Hà Nội.	Than nâu, than lửa dài	Thành đá	Đầm lầy lục địa và đầm lầy ven biển (miền võng Hà Nội)
3	Trias muộn (T_3 *n–r*)	Quảng Ninh, Thái Nguyên, Lai Châu, Hà Tĩnh, Quảng Nam.	Bán antraxit và antraxit	Hậu sinh và biến sinh	Đầm lầy lục địa và đầm lầy ven biển
4	Pecmi muộn (P_2)	Cẩm Thuỷ	Antraxit và siêu antraxit	Biến sinh	Đầm lầy ven biển

E. DẦU MỎ, BITUM VÀ KHÍ ĐỐT

a/ Khái niệm chung

Dầu mỏ, bitum và khí đốt đều liên quan tới các hidrocacbua nhưng tồn tại dưới các trạng thái khác nhau, thành phần và kiến trúc khác nhau.

"Dầu mỏ" bắt nguồn từ chữ petrum oleum, tiếng la tinh có nghĩa là dầu của đá. Vì vậy, petroleum (tiếng Anh) – dầu mỏ cũng là ghép của hai từ trên.

Thuật ngữ bitum hoặc naptabitum trước đây được dùng theo nghĩa rất rộng và đồng nghĩa với dầu mỏ, vì chữ naphta, nguồn gốc tiếng Ai Cập nghĩa là dầu khoáng thiên nhiên. Ở các nước khác nhau, nghĩa cũng không giống nhau. Ví dụ: Ở Mỹ, nhựa đường được gọi là asfan, còn ở Anh thì được gọi là bitum.

b/ Thành phần và phân loại hidrocacbua

Người ta chia hidrocacbua thành 3 nhóm dựa vào cấu tạo phân tử và tỉ số giữa C và H.

1. Hidrocacbua dãy parafin (hay dãy metan). Đây là nhóm hidrocacbua no, mạch thẳng không có vòng, công thức chung là C_nH_{2n+2}.

Tuỳ thuộc vào sự tăng số nguyên tử C và H mà xuất hiện một dãy đồng đẳng từ trạng thái khí đến rắn như sau:

– Trạng thái khí: khi n từ 1 đến 4: CH_4 – Metan; C_2H_6 –Etan; C_3H_8 – Propan; C_4H_{10} – Butan.

– Trạng thái lỏng: khi n = 5 ÷ 16: C_5H_{12} (Pentan) → $C_{15}H_{32}$ (Pentadekan).

– Trạng thái rắn: khi n = 17 ÷ 70. Đặc trưng là vazơlin và parafin.

2. Các hidrocacbua naften (hay còn gọi là hidrocacbua mạch vòng).

Công thức chung là: C_nH_{2n}. Trong cấu trúc phân tử các nguyên tử carbon nối với nhau thành những vòng và không có mối nối đôi.

Trong điều kiện nhiệt độ, áp suất bình thường ta thấy:

– Ở trạng thái khí là: C_3H_6 – Xyclopropan; C_4H_8 – Metyloxiclopropan.

Song thực tế không có trong dầu khí thiên nhiên.

– Ở trạng thái lỏng là: C_5H_{10} – Xyclopenpan và C_6H_{12} – Xyclohexan.

3. Các hidrocabua thơm (hay benzen). Công thức chung là: C_nH_{2n-6}, chủ yếu được đại diện bởi 3 đồng đẳng: C_6H_6 – Benzen; C_7H_8 – Toluen và C_8H_{10} – Xylen.

Về mặt vật lý, hidrocacbua gặp ở 3 thể: khí, lỏng và rắn. Các pha khí và rắn có thể gặp trong pha lỏng. Trong các bồn trầm tích có thể gặp khí khô hoặc khí ngưng từng phần và có 1 pha khí đứng riêng (đối với các mỏ đã bão hoà) hoặc thành dung dịch (đối với các mỏ chưa bão hoà) có cả khí + lỏng + rắn ở trạng thái sền sệt.

c/ Dầu mỏ (dầu thô)

Dầu mỏ mới khai thác từ đá ra là một hỗn hợp hidrocacbua ở thể lỏng sền sệt, màu đen, nâu sẫm, có khi không màu. Chúng có khả năng phát huỳnh quang và làm quay mặt phân cực của tia sáng phân cực xuyên qua. Dầu mỏ hầu như không tan trong nước nhưng dễ tan trong dung môi hữu cơ, như benzen, elorofrom... Ngược lại, chính dầu lại là một dung môi rất tốt của nhiều chất khác như iốt, lưu huỳnh, cao su, nhựa, mỡ và các chất khí. Người ta đã xác định một tấn dầu mỏ có thể hoà tan từ 40 – 420m^3 khí .

Dầu mỏ có những tính chất hoá học và vật lý sau đây:

– Các đặc tính hoá học của dầu thô: Chứa trên 6% thành phần dầu (hay hidrocacbua); từ 0 – 40% chất nhựa và 0 – 25% atfan v.v... Có thể chia ra 3 loại:

+ *Các hidrocacbua* tạo thành những hỗn hợp rất phức tạp, phổ biến nhất là các loại chứa parafin, hay gọi là cacbuahidro no. Những dầu chứa trên 70 hidrocacbua này thường được gọi là dầu parafin, ví dụ ở Pensylvania (Mỹ), Anzaxơ (Pháp), bể Cửu Long (Việt Nam).

Những hợp chất có C16 và trên nữa là những hidrocacbua rắn hoặc sền sệt như vazơlin, parafin có từ mềm đến cứng ở dạng kết tinh.

Những dầu chứa trên 75% hidrocacbua mạch vòng naftin gọi là dầu hỗn hợp. Ví dụ, ở bồn Pcoris, Parantic, Gabon.

Loại hidrocacbua chứa henfen gọi là hidrocacbua thơm. Loại này ít gặp hơn hai loại đầu, thường gặp ở Bocncô.

+ *Nhựa (resin)* có thể chứa tới 40% trong dầu thô, là những chất chứa C, H, O, N, S có khối lượng phân tử từ 600 – 1000, có kiến trúc mạch vòng.

+ *Atfan* tương tự như nhựa nhưng có khối lượng phân tử cao hơn (từ 1100 đến 2500 và hơn nữa), chúng có kiến trúc trung gian giữa graphit – axit hunuclignhin.

Nguồn gốc của nhựa và atfan có thể biến đổi từ vật chất hữu cơ nguyên thuỷ, có thể do dầu mỏ phong hoá.

Nếu dầu thô chứa nhiều chất này thì gọi là dầu atfan.

+ *Các hợp chất khác.* Thường gặp trong dầu thô là axit naften, đôi khi là các phenol. Ngoài ra còn có các hợp chất của nitơ, sunfua. Nói chung, hàm lượng lưu huỳnh tăng cùng tỉ trọng, có thể đạt tới 3 – 5% (Mexico), có những nơi lên tới 6 –10%.

Các nguyên tố kim loại dạng vết và các chất hoạt tính về quang học như pocphiarin có thể gặp trong dầu thô nhưng chiếm một tỉ lệ rất bé.

– Một vài tính chất vật lý khác của dầu thô:

+ *Tỉ trọng*: Dầu có tỉ trọng nhỏ hơn tỉ trọng của nước (< 1), dao động trong khoảng 0,8 – 0,95.

Tỉ trọng dầu thay đổi rất nhanh từ tầng chứa này đến tầng chứa khác. Tỉ trọng dầu thô còn thay đổi phụ thuộc vào tuổi địa chất. Người ta đã nhận thấy dầu ở trong trầm tích Pz và Mz nhẹ hơn dầu trong Kz. Điều đó được giải thích bởi quá trình "chưng cất" hidrocacbua trong địa tầng cổ xảy ra mạnh hơn về nhiệt độ, áp suất và thời gian; vì vậy hàm lượng khí hoà tan và dầu nhẹ tăng cao hơn.

Ngay trong cùng một bồn tỉ trọng dầu thô có xu thế giảm theo độ sâu do nhiệt độ và lượng khí hoà tan tăng lên.

+ *Độ nhớt* của dầu phụ thuộc vào lượng khí hoà tan và nhiệt độ. Độ nhớt tăng khi lượng khí và nhiệt độ giảm.

Độ nhớt được ký hiệu là centipoatơ (cPo), trong điều kiện tiêu chuẩn độ nhớt của dầu khoảng 2 cPo, còn trong vỉa dầu có độ nhớt thay đổi từ 0,6 cPo đến hàng trăm cPo, có khi tới 2.000 cPo như ở Animba.

+ *Tính chất bay hơi và mùi.* Mỏ dầu luôn chứa một lượng khí, chất bay hơi và có mùi khác nhau phụ thuộc vào thành phần của chất khí hoà tan và bay hơi. Ví dụ, nếu chứa lưu huỳnh thì có mùi rất nặng, còn nếu chứa ete và benzen thì có mùi thơm.

+ *Nhiệt lượng* của dầu mỏ thay đổi từ 9.000 – 11.000kcal/kg, dầu parafin giàu hidro nên có nhiệt lượng cao hơn dầu naften và thơm. Ví dụ, dầu của mỏ Pesebron (Pháp) có nhiệt lượng 9,700kcal/kg, còn ở Bacu (Liên Xô) là 11.700kcal/kg, dầu của Rumani là 10.500 – 11.000kcal/kg. Dầu của Việt Nam khoảng 11.000kcal/kg.

d/ Bitum rắn

Bitum rắn thường là sản phẩm oxi hoá (thay đổi) của dầu mỏ và thường gặp trong các mỏ dầu khí. Sản phẩm đầu tiên của quá trình oxi hoá dầu mỏ là manta, kia, sau đó là atfan và ozokerit.

– *Manta và Kia* là những thể lỏng, sệt, quánh, màu nâu sẫm, có khi rắn, màu đen, vết vỡ vỏ sò. Tỉ trọng 0,95 – 1,05. Thành phần gồm: C = 80 – 87%; H = 10 – 11%; O + N + S = 2 – 11%.

– *Ozokerit* là đá có màu vàng nâu, nâu, thành phần chủ yếu là những hỗn hợp hidrocacbua dãy parafin và chứa một ít hidrocacbua ở thể lỏng và khí. Nhiệt độ nóng chảy: 58 – 85^{0}C, tỉ trọng nhỏ hơn 1. Thành phần các nguyên tố tạo nên ozokerit chủ yếu là: C = 84 – 85%; H = 14 – 15%, còn O, N, S rất nhỏ, không quá 2%. Trong tự nhiên, ozokerit thường lấp đầy trong các lỗ hổng của đá hoặc trong các khe nứt gần các mỏ dầu.

– *Atfan* là đá rắn chắc, màu đen, tỉ trọng 1 – 1,2; độ cứng 3, nhiệt độ nóng chảy: 50 – 60^{0}C. Thành phần các nguyên tố tạo atfan: C = 78 – 86%; H = 9 – 11%; O + N + S = 4 – 13%. Atfan rất phổ biến ở các mỏ dầu, chúng thường tạo thành mạch, tuyến nhũ trong các lỗ hổng hay khe nứt của đá có độ thấm tốt.

– *Kerit* là sản phẩm biến chất cao của dầu mỏ, thường gặp kerit trong các tầng đá biến chất (đá phiến sét, đá phiến aspit, phiến giống phylit...). Khác với các loại bitum trên, thành phần carbon trong kerit lớn (tới 90%) và không hoà tan trong các dung môi hữu cơ.

Trong tự nhiên, kerit thường tạo thành mạch, chiều dày khác nhau, từ vài mm tới vài chục cm, dạng bên ngoài kerit có màu đen, rắn chắc, hầu như đồng nhất, ánh mỡ mờ giống như than đá.

e/ Khí đốt

Khí thiên nhiên gặp trong các bồn trầm tích chủ yếu là hidrocacbua không ngưng tụ ở nhiệt độ 20^{0}C và áp suất khí quyển. Phổ biến nhất là khí metan (metan than và metan dầu mỏ). Khí có thể tập trung thành vỉa riêng biệt hoặc tạo thành mỏ khí phân bố trên vỉa dầu. Khí metan liên quan đến than là khí của than bùn trong các đầm lầy hoặc do phân huỷ của than trong quá trình biến chất. Ví dụ, khí metan ở miền võng Hà Nội có liên quan đến than nâu trong trầm tích neogen.

Khí metan cộng sinh với dầu mỏ có thành phần chủ yếu là CH_4 (gần 90%), các khí còn lại là các khí hidrocacbua nặng khác như C_2H_6, C_3H_8, C_4H_{10}... và khí N_2, H_2, CO_2, H_2S.

f/ Nguồn gốc và điều kiện thành tạo

Khác với than và các đá trầm tích khác, nguồn gốc và điều kiện thành tạo các mỏ dầu là những vấn đề rất phức tạp, có nhiều quan điểm khác nhau, thậm

chí chống đối nhau hoàn toàn. Bởi vì, chúng là những thể lỏng và khí rất dễ bị biến đổi từ trạng thái này sang trạng thái khác (từ lỏng sang khí hoặc ngược lại) khi điều kiện nhiệt động bị biến đổi. Điều đó đã gây khó khăn trong việc xác định nguồn gốc vật chất sản sinh ra dầu. Mặt khác, dầu khí là những thể có độ di chuyển lớn và tập trung trong những lớp đá xa lạ hoàn toàn không dính líu gì với các thành tạo trầm tích ban đầu. Có những mỏ dầu đã được khai thác hàng trăm năm nay mà nguồn gốc có khi vẫn chưa rõ ràng.

Để giải quyết vấn đề nguồn gốc của dầu mỏ, dù theo quan điểm nào, cũng phải giải quyết hàng loạt vấn đề, chủ yếu là:

– Bản chất của vật liệu ban đầu.

– Những điều kiện cần thiết để chuyển biến thành dầu mỏ.

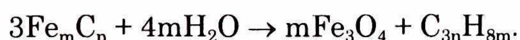
– Những nguyên nhân và điều kiện cần thiết dẫn tới sự tập trung thành tạo mỏ dầu.

Hiện nay có hai trường phái về nguồn gốc dầu mỏ: trường phái vô cơ và trường phái hữu cơ. Ngay từ những buổi bình minh của ngành dầu mỏ đã xảy ra sự tranh luận giữa hai trường phái này. Có lúc, cuộc tranh luận rất quyết liệt, có lúc lắng xuống với sự thắng thế của một trường phái, nhưng đó cũng chỉ là tạm thời. Cho đến nay, cuộc tranh luận đó vẫn chưa kết thúc. Dưới đây điểm qua một số nét cơ bản của từng quan điểm.

Quan điểm vô cơ

– *Giả thuyết cacbua.* Ngay từ năm 1866, Berthelot đã tổng hợp thành công các hidrocacbua thơm qua phản ứng ở nhiệt độ cao, tạo ra axetylen (C_2H_2) và biến axetylen thành cacbua thơm ở nhiệt độ cao (với niken là chất xúc tác).

Sau đó, D.I. Mendeleep (1877) đã thí nghiệm và hoàn chỉnh giả thuyết này. Theo Mendeleep, hidrocacbua có thể thành tạo trong lòng quả đất do tác động của nước lên cacbua kim loại (chủ yếu là sắt) theo phản ứng sau:



$$3Fe_mC_n + 4mH_2O \rightarrow mFe_3O_4 + C_{3n}H_{8m}.$$

Nguồn nước tham gia vào phản ứng, theo Mendeleep là nước từ trên mặt thấm xuống theo các khe nứt được hình thành trong các quá trình kiến tạo. Lúc đầu các hidrocacbua ở trạng thái khí, dưới ảnh hưởng của áp suất lớn, theo khe nứt đi lên các đới bên trên của quả đất. Tại đây, áp suất giảm, khí được ngưng tụ và tập trung trong các lỗ hổng và khe nứt của đá tạo thành dầu mỏ. Theo quan điểm này, quá trình tạo dầu là một quá trình liên tục, không những xảy ra trong quá khứ mà cả trong hiện tại. Do đó, trữ lượng của dầu mỏ không ngừng được bổ sung. Theo Mendeleep, trong lịch sử địa chất, thời gian thuận lợi nhất cho sự thành tạo dầu mỏ là những thời kỳ tạo núi. Trong thời kỳ này đã hình thành các khe nứt sâu tạo nên những con đường đi lên của hidrocacbua.

– *Giả thuyết nguồn gốc magma*. Theo giả thuyết này, các hidrocacbua là thành phần của dung thể magma trong điều kiện nhiệt độ và áp suất cao, carbon và hidro kết hợp với nhau tạo thành các hợp chất hidrocacbua. Ban đầu, chủ yếu là dạng metan. Tiếp theo, nhiệt độ và áp suất giảm, xảy ra các quá trình trùng hợp các nguyên tử carbon tạo nên các hợp chất dưới dạng C_nH_m. Tuỳ theo trị số của n, những hợp chất này có thể ở trạng thái khí (n nhỏ), hoặc trạng thái lỏng (khi n lớn).

– *Giả thuyết vũ trụ*. Theo N.Đ. Xokolop (1892), hidrocabua trong vỏ Trái Đất được thành tạo đồng thời với quả đất, nghĩa là hidrocacbua là một thành phần đã có từ khi Trái Đất còn là một ngôi sao nóng chảy (giả thuyết nguội lạnh). Khi nguội đi, các vật chất cứng hút lấy các khí đó, cuối cùng chúng ngưng tụ trong vỏ quả đất tạo nên các mỏ dầu khí.

Quan điểm hữu cơ

Ngay từ giữa thế kỷ XVIII, trong công trình "bàn về các lớp đất" M.V. Lomonoxop đã khẳng định nguồn gốc hữu cơ của dầu mỏ. Ông cho rằng, áp suất và nhiệt độ trong lòng đất là những yếu tố cơ bản làm biến đổi vật chất hữu cơ bị chôn vùi trong lòng đất chuyển thành dầu mỏ. Từ đó đến nay, dưới sánh sáng của khoa học hiện đại, tài liệu thực tế địa chất ngày càng nhiều đã soi sáng và củng cố vững chắc cho quan điểm này.

– *Vật liệu hữu cơ ban đầu*. Vật liệu tạo nên bitum và dầu mỏ là vật liệu hữu cơ. Nhưng vấn đề đặt ra là, nhóm sinh vật nào đóng vai trò chủ yếu. Hiện nay có 3 quan điểm khác nhau:

+ Nguồn gốc động vật. Giả thuyết này được C. Engler và H. Hofer nghiên cứu đầy đủ nhất. Theo họ, dầu mỏ được thành tạo từ mỡ của các động vật bị chết (cá, sinh vật bậc thấp), các chất mỡ biến thành dầu mỏ do sự chưng cất trong điều kiện nhiệt độ, áp suất cao. Sản phẩm thu được ban đầu gọi là dầu nguyên sinh (protopetroleum), sau đó, trải qua quá trình trùng hợp của các chất hoá học, dần dần chuyển thành dầu mỏ.

+ Nguồn gốc thực vật. Theo thuyết này, dầu mỏ được thành tạo bằng con đường chưng khô than đá khi vỉa than bị nhận chìm xuống sâu. Theo Craig, sự biến đổi các di tích thực vật cạn trong điều kiện tích tụ là lớp phủ trầm tích xảy ra theo hướng tạo than, còn điều kiện có lớp phủ không thấm và có áp suất lớn xảy ra theo hướng tạo dầu. Theo G.L. Xtandnicop, trong số các thành phần tạo nên thực vật chỉ có những tổ phần nào giàu chất béo mới tham gia vào quá trình tạo dầu (nhựa, bào tử, phấn hoa,... và một phần licnin).

Một vấn đề mà cả hai giả thuyết trên chưa lý giải được là, muốn tạo nên những bể dầu cần thiết phải có một khối lượng rất lớn di tích động vật hoặc thực vật để những tổ phần giàu axit béo tham gia vào quá trình tạo dầu. Điều

đó trong thực tế rất hạn chế. Ngày nay, đa số các nhà nghiên cứu cho rằng vật liệu hữu cơ tạo nên dầu mỏ có nguồn gốc hỗn hợp.

+ Nguồn gốc hỗn hợp. Theo thuyết này, vật liệu hữu cơ của dầu mỏ chủ yếu là những sinh vật trôi nổi (thực vật, động vật trôi nổi – phytoplanton, zooplaton) phát triển ở những vùng nước nông gần bờ (thềm lục địa, vũng vịnh, cửa sông). Tại những nơi này, thế giới sinh vật trôi nổi rất phong phú, gấp 50 lần vùng đại dương (hằng năm ở vùng thềm lục địa trên diện tích 1km^2 có thể sản sinh ra 2.500 tấn vật liệu hữu cơ).

– *Điều kiện tích tụ và bảo tồn*. Không phải tất cả những sinh vật sống ở các miền ven bờ sau khi chết đi đều được tích tụ, bảo tồn và chuyển thành dầu mỏ mà phải có những điều kiện nhất định, đó là:

+ Môi trường không sâu lắm, bởi vì sau khi chết, sinh vật rơi xuống đáy chậm chạp, nếu lớp nước quá sâu, sinh vật sẽ bị oxi hoá hoặc phân huỷ bởi vi khuẩn ưa khí.

+ Chế độ thuỷ động học phải tương đối yên tĩnh, trầm tích vô cơ lắng đọng cùng với vật liệu hữu cơ phải là hạt mịn (sét, vôi, silit) để tránh sự phá huỷ của vi khuẩn ưa khí. Ví dụ, trong trầm tích sét ở Biển Đen, vịnh California, vịnh Phần Lan chứa vật chất hữu cơ từ 5 – 10%, cục bộ có nơi tới 35%; còn trong trầm tích cát chỉ có 0,5 – 1%.

Như vậy, có thể kết luận hidrocacbua tạo nên trong trầm tích phải là loại hạt mịn, lắng đọng không phải ở các đới ven bờ (nơi có sóng, giàu oxi), cũng không phải ở những đới quá sâu (nơi vật liệu hữu cơ dễ bị phân huỷ trước khi lắng xuống đáy), mà ở những nơi có độ sâu vừa phải, môi trường nước tương đối yên tĩnh, nghèo oxi. Đó là những miền biển nông, thềm lục địa, vũng vịnh.

– *Sự biến đổi vật chất hữu cơ thành dầu mỏ*. Theo A.F. Dobrianxki, sự xuất hiện các hidrocacbua bắt đầu từ giai đoạn thành đá (diagenese) với sự hoạt động của vi khuẩn kỵ khí. Sự tạo dầu được tiếp tục cho tới giai đoạn hậu sinh (katagenese) dưới tác dụng của nhiệt độ tương đối cao (nhưng không quá 2.000^{0}C) và chất xúc tác alumosilicat. Đó là quá trình phá hủy cacboxil và hidroxil. Theo quan điểm này, kiểu dầu mỏ đầu tiên là dầu nhẹ metan (hay parafin), rồi dần dần bị biến đổi thành dầu nặng. Sản phẩm trung gian giữa vật liệu hữu cơ và dầu mỏ gọi là "vi dầu" (micropetroleum). Sơ đồ hình thành dãy dầu được biểu diễn như sau:

Vật liệu hữu cơ → vi dầu → dầu nhẹ metan → dầu nặng → dầu nhớt (manta) → atfan.

– *Sự di chuyển dầu mỏ*. Như trên đã nói, khi mới được thành tạo, dầu mỏ còn đang ở trạng thái phân tán (vi dầu) trong các đá hạt mịn (đá nhẹ). Dầu mỏ chỉ có giá trị công nghiệp khi chúng đi vào trong các đá chứa dầu

(colector) tạo thành vỉa dầu. Yếu tố nào đã gây nên sự di chuyển đó ? Có thể tóm tắt đại cương như sau:

+ Yếu tố áp lực. Áp lực tĩnh (do tải trọng của các lớp đá nằm trên) và áp lực động (do chuyển động kiến tạo) đều có tác dụng nén chặt khác nhau. Hiện tượng đó gây nên sự chênh lệch về áp suất giữa các lớp đá có thành phần và độ hạt khác nhau. Kết quả dầu mỏ bị "vắt" ra khỏi đá mẹ đi vào các đá có lỗ hổng lớn (đá chứa dầu).

Ngoài tác dụng bổ sung cho lực tải trọng, lực kiến tạo còn có tác dụng phân bố lại áp lực ở các khu vực khác nhau trong vỏ quả đất, tạo nên sự chênh lệch về áp suất cũng dẫn tới sự di chuyển của dầu mỏ. Mặt khác, chuyển động kiến tạo phát sinh ra những khe nứt tạo nên sự chênh lệch về áp suất giữa các lỗ hổng và các khe nứt mới được thành tạo, do đó dầu mỏ sẽ được di chuyển từ lỗ hổng sang khe nứt. Những khe nứt này có thể hoạt động lâu dài, lúc mở lúc khép, làm cho dầu mỏ di chuyển từ "đá mẹ" qua khe nứt đến những lớp đá có cấu tạo thuận lợi để bảo tồn thành mỏ dầu.

+ Yếu tố thuỷ lực. Có thể nói, nước, dầu mỏ và khí là những "bạn đường" của nhau. Trong các lỗ hổng của đá thường có cả dầu, nước và khí. Mặt khác, lực mao dẫn của nước lớn hơn lực mao dẫn của dầu nên nó đẩy dầu đến những lổ hổng lớn. Nói cách khác, dưới tác dụng của lực mao dẫn, dầu sẽ dịch chuyển đến những lớp đá trầm tích hạt thô có độ hổng lớn, còn những lớp trầm tích hạt mịn chứa nước sẽ trở thành những lớp ngăn cách dầu (màng chắn)

+ Yếu tố khí hoà tan. Khí tự nhiên thường thành tạo đồng thời với dầu, vì vậy trong thành phần của dầu thường chứa một lượng khí nhất định, do đó làm giảm độ nhớt và sức căng bề mặt của dầu, tạo điều kiện dễ dàng cho sự di chuyển dầu mỏ từ lớp này sang lớp khác dưới tác dụng của trọng trường.

Ngoài những yếu tố trên, sự dịch chuyển của dầu còn do nhiều nguyên nhân khác như độ giãn nở của chất khí, chất lỏng và đá, hiện tượng khuếch tán, trọng lực...

Dầu mỏ và khí đốt là một loại khoáng sản vô cùng quan trọng trong nền kinh tế quốc dân. Dầu mỏ, khí đốt và các sản phẩm chế biến từ chúng có mặt trong tất cả các ngành công nghiệp, giao thông vận tải, nông nghiệp và đời sống hằng ngày. Cũng như than, lĩnh vực sử dụng đầu tiên của dầu mỏ và khí đốt là năng lượng. Có thể nói, dầu mỏ là một loại nhiên liệu tự nhiên có nhiệt lượng cao, rẻ tiền, vận chuyển dễ dàng...

Ngày nay, một phần lớn dầu mỏ và khí đốt được dùng làm nguyên liệu cho nền công nghiệp hoá học. Từ dầu mỏ, người ta có thể chế biến ra hàng vạn sản phẩm khác nhau, được sử dụng trong hầu hết các ngành công nghiệp và đời sống. Ví dụ, trong lĩnh vực công nghiệp thực phẩm, từ 1 tấn dầu mỏ, bằng

phương pháp vi sinh vật có thể tạo ra 400kg chất đạm để làm thức ăn cho người và gia súc.

Với trình độ khoa học ngày càng phát triển, khó mà nói được vai trò vô cùng quan trọng của dạng nhiên liệu này trong đời sống của con người. Không phải không có lý khi một nhà bác học đã từng lên tiếng cảnh báo: "Rồi đây, con người sẽ phải hối tiếc từng giọt dầu mỏ mà trước kia họ đã đốt cháy".

B. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT NỘI SINH VÀ NGOẠI SINH CỦA VỎ THẠCH QUYỂN

Hoạt động địa chất nội sinh là quá trình địa chất xảy ra do các tác nhân từ bên trong vỏ Trái Đất. Đó là các chuyển động kiến tạo, hoạt động núi lửa và động đất. Trong đó, hoạt động kiến tạo các mảng thạch quyển là nguyên nhân của mọi nguyên nhân. Chuyển động phân kỳ các mảng thạch quyển tạo ra biển, đại dương và núi dưới biển có nguồn gốc núi lửa. Ngược lại, chuyển động hội tụ các mảng sẽ tạo ra các biển rìa, máng sâu đại dương, các cung đảo núi lửa, đảo kiểu trụ bồi kết và các công trình vĩ đại, nhất là các dãy núi hùng vĩ phân bố trên khắp các đại lục của hành tinh.

Hoạt động địa chất ngoại sinh là quá trình địa chất xảy ra do các tác nhân bên ngoài vỏ Trái Đất như nắng, mưa, nhiệt độ khí quyển, dòng chảy bề mặt, hoạt động của khí O_2, CO_2 và nước. Kết quả là phá huỷ đá gốc theo phương thức vật lý và hoá học, biến đá thành những vật liệu mới (vụn cơ học) bở rời và vật liệu keo (dung dịch thật) được các dòng chảy cuốn đi và lắng đọng ở các vị trí khác nhau từ sườn tích, lũ tích, bãi bồi, lòng sông, châu thổ và biển.

Như vậy, tính đa dạng của địa chất và địa mạo là kết quả tương tác giữa quá trình nội sinh và ngoại sinh trải qua một giai đoạn lịch sử lâu dài của các chu kỳ kiến tạo và chu kỳ biến đổi của khí hậu toàn cầu.

4.3. HOẠT ĐỘNG ĐỊA CHẤT NỘI SINH

4.3.1. Kiến tạo các mảng thạch quyển (kiến tạo mảng)

Thạch quyển của Trái Đất được chia thành các khối, thường gọi là các mảng thạch quyển.

Luận thuyết mảng thạch quyển được xây dựng dựa trên cơ sở số liệu về sự phân bố các đới địa chấn của Trái Đất. Các chấn tâm động đất không phải phân bố vô trật tự mà theo từng đai kéo dài và khá rộng, nằm cách nhau bởi những vùng rộng lớn khá yên tĩnh thuộc các không gian của lục

địa và đại dương. Ngoài ra, các đai động đất về không gian là trùng với đới ranh giới của các mảng thạch quyển, ví dụ như các sống núi tâm đại dương hoặc đới tiêu thụ vỏ v.v... Từ đó đưa đến một luận thuyết cơ bản là: Năng lượng tổng thể của các mảng thạch quyển khi chuyển động tương đối với nhau một phần sẽ biến thành năng lượng các quá trình kiến tạo. Hiện tượng này được thể hiện rất rõ ở ranh giới các mảng các quá trình kiến tạo mãnh liệt và đa dạng (động đất, núi lửa v.v...). Quá trình đó có cường độ yếu dần khi xa dần đới ranh giới do tính chất của nội mảng thạch quyển.

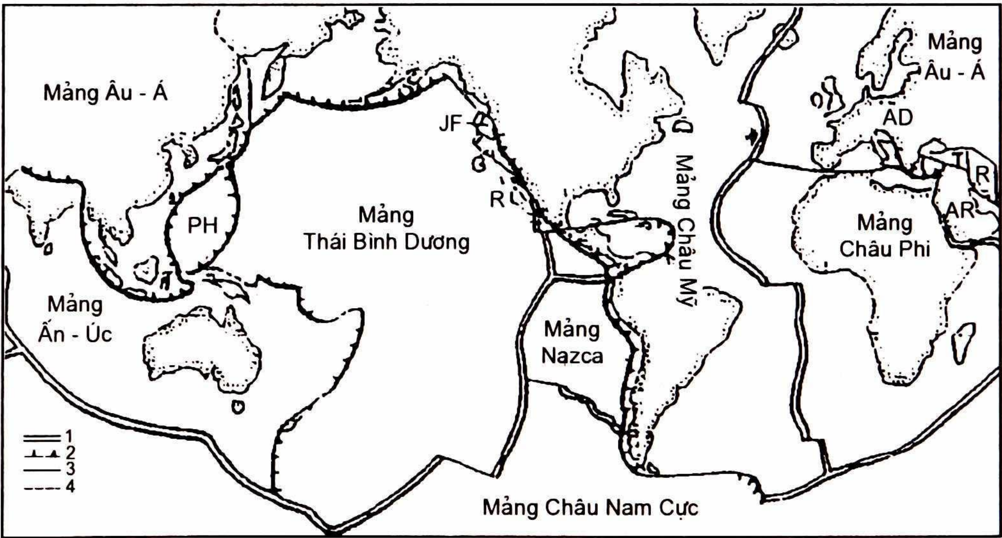
Cũng có thể giải bài toán ngược lại bằng cách quan sát ranh giới các mảng trên cơ sở nghiên cứu cường độ các quá trình địa động lực. Ngày nay trên bề mặt Trái Đất được chia ra 12 mảng thạch quyển chính (hình 4.32).

Từ các luận điểm lý thuyết nêu trên có thể đưa ra một số kết luận:

– Hình thể và ranh giới các mảng thạch quyển không trùng với sự phân bố lục địa và biển: một mảng có thể bao gồm những phần lục địa và đại dương thuộc thạch quyển trong cùng thời gian. Trên hành tinh hiện tại có 7 mảng chính và 6 mảng phụ.

+ 7 mảng chính: Mảng Á – Âu, Ấn – Úc, mảng Phi, Thái Bình Dương, Bắc Mỹ, Nam Mỹ và châu Nam Cực.

+ 6 mảng phụ: Mảng Philipin, Ả Rập, Caribe (Đông Trung Mỹ), Nazca (Tây Chi Lê), Cocos (Đông Somali) và Scotia (Đông Nam Nam Mỹ).



Hình 4.35. Các sống núi đại dương (1), đới hút chìm (2), đứt gãy biến dạng (3) với tư cách là ranh giới phân chia thạch quyển thành 6 mảng chính và các mảng phụ, 4–ranh giới chưa rõ ràng đang tranh cãi. Các mảng phụ: AD–Adriatic, AR–mảng ẢRập, CA–mảng Caraip, CO–mảng Cocos, E–mảng Ai Cập, JF– mảng Juan de Fuca, G– mảng Gorda, IR–mảng Iran, PH–mảng Philipin, R–mảng Rivera, T–mảng Thổ Nhĩ Kỳ. (Theo J. Debemas và G. Maosole, 1991)

Ngoài ra còn có một số mảng nhỏ (hình 4.35).

– Các mảng là một phần của mặt hình cầu Trái Đất. Sự chuyển động của chúng được xác định tương đối so với trục quay (khi tốc độ góc quay đã biết).

– Đã xác lập ba kiểu di chuyển các mảng tương đối với nhau: tách giãn (trôi dạt hay mở rộng), chuyển động gặp nhau (hay va chạm) và trượt tương đối lên nhau (hình 4.36; 4.37).

a) Chuyển động phân kỳ các mảng và các hậu quả địa chất

Sự hiểu biết về quá trình tạo vỏ đại dương mới đã đi tới các luận thuyết kiến tạo mảng. Để giải thích sự trôi dạt lục địa và quy luật phân bố dị thường từ đáy đại dương, các nhà địa chất và địa vật lý đã giả thiết rằng các đới trục sống núi trung tâm là vùng tạo vỏ và thạch quyển đại dương. Hai mảng thạch quyển dần dần tách ra và dịch chuyển về hai phía từ đới trục. Đới trục lúc này đóng vai trò ranh giới các mảng đá di chuyển.

Luận thuyết tạo vỏ đại dương đã được xác nhận nhiều bằng các số liệu khoan sâu và các tàu lặn. Trong vòng 10 năm (1968 – 1977), tàu Chellenge đã khoan 430 giếng ở khắp các đại dương thế giới, thu thập tài liệu khổng lồ, xác minh tính đúng đắn của giả thuyết tách giãn đáy đại dương. Đến nay có thể thấy rằng sự tạo vỏ và thạch quyển mới ở đới trung tâm các sống núi đại dương được xem như một thực tế đã được xác nhận chắc chắn. Nó có ý nghĩa to lớn cho khoa học địa chất nói chung và địa chất biển nói riêng.

Các sống núi trung tâm đại dương, từ đới địa hào (graben) trung tâm, được cân bằng thủy tĩnh (trọng lực). Chiều sâu từ trục sống núi về phía trũng đại dương tăng từ 2.500 – 5.500m và sự gia tăng này của chiều sâu không dính dáng bất kỳ hoạt động kiến tạo nào. Điều cần ghi nhớ là thể trọng thạch quyển khi chuyển dịch từ phía sống núi đại dương về hai phía cũng tăng theo quy luật như độ sâu và nguyên nhân chính của lún chìm có thể là do sự nguội lạnh của thạch quyển. Các phần trẻ hơn nằm gần trục sống núi, đồng thời "nóng" hơn các vùng thạch quyển "già" nằm ở đáy các bồn trũng đại dương. Nói cách khác, sự lún chìm đáy đại dương về hai phía đới trung tâm liên quan với sự già dần thạch quyển. Theo thời gian các lớp thạch quyển mới dần dần cân bằng về nhiệt. Giả thiết này được chứng minh khi nghiên cứu dòng nhiệt ở đới sống núi trung tâm đại dương.

Về phía các bồn trũng đại dương, chiều dày trầm tích (lớp 1) tăng dần đạt tới 1km ở đới nước sâu 4.000 – 5.000m. Học thuyết tách giãn đáy đại dương được giải thích nhờ sự phân bố chiều dày tăng trưởng của lớp vỏ: Vỏ càng cổ, tức móng đáy đại dương càng cổ thì việc tạo lớp áo phủ trầm tích càng lớn và tương ứng với chiều dày trầm tích càng lớn.

Magma bazan trào lên ở đới sống núi nguội dần và khi nhiệt độ ở dưới điểm Krofou nó bị nhiễm từ nhiệt dư. Từ trường Trái Đất trong quá trình lịch sử địa chất nhiều lần thay đổi cực, do đó cho phép giả sử nhiễm từ của bazan

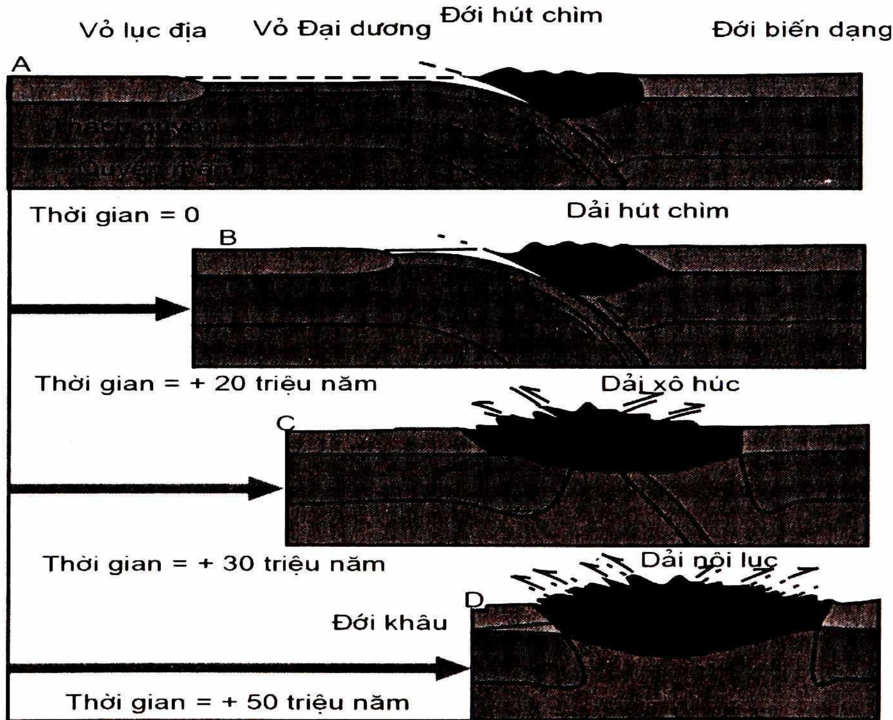
sẽ thay đổi cực phụ thuộc vào từng loại bazan được thành tạo có tuổi khác nhau. Kết quả trong vỏ quả đất xuất hiện sự nhiễm từ không đồng nhất của các đá và tạo nên các dị thường về cường độ từ trường quan sát thấy trên đáy đại dương. Như vậy, các dị thường địa từ là một dạng chuyển đổi mô hình các "sọc lớn" vỏ đại dương: Dị thường càng xa đới tâm có tuổi càng cổ hơn.

Đới trục của sống núi tương ứng với một dải hẹp có xuất hiện các quá trình kiến tạo tích cực. Tâm các trận động đất ở đây khá nông (10 – 30km).

Đặc điểm địa mạo các đới sống núi trung tâm liên quan tới tốc độ tách giãn đáy. Nếu tách giãn "chậm" (ít hơn 3cm/năm), thung lũng trung tâm được thành tạo; trong trường hợp tách giãn "nhanh" (lớn hơn 3cm/năm) hình thành khối nhô hình phễu dài không có địa hào trung tâm.

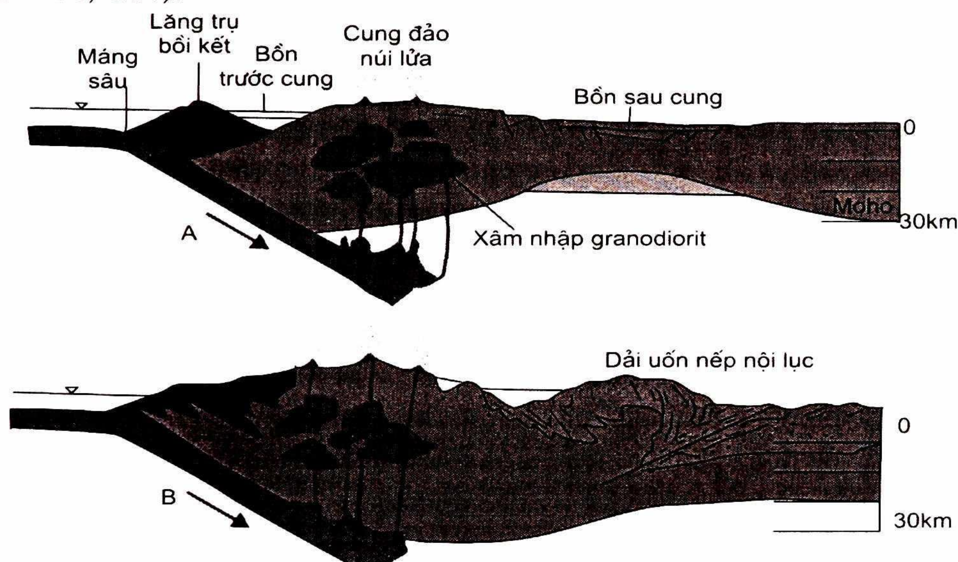
Ranh giới các mảng đá là các đới tác động tích cực của thạch quyển vừa mới thành tạo do tác dụng với nước biển. Hiện nay, con người nhận thức được rằng không chỉ các quá trình nhiệt dịch tạo khả năng phong hóa và biến chất dưới nước các đá vỏ đại dương, mà nước biển đóng vai trò quan trọng trong quá trình thấm lọc qua thạch quyển và tự làm thay đổi thành phần muối của mình. Từ đó, có thể rút ra nhận xét: độ muối nước biển không những là sản phẩm (hậu quả) của các sự kiện địa chất nguyên sinh mà còn là kết quả tương tác liên tục với vỏ và manti của thạch quyển.

b) Chuyển động hội tụ các mảng và hậu quả địa chất của nó



Hình 4.36. Sự phát triển ba dạng tạo núi: A và B- Do hút chìm; C- Do biến dạng nội lực; D- Do xuất phát từ đới hút chìm trực tiếp từ dưới vỏ lục địa (theo M.Mattauer, 1981)

Nếu như các mảng chuyển động với tốc độ vài cm/giây/năm thì có hai giả thiết đặt ra: hoặc là sự mở rộng nhanh của vỏ Trái Đất, hoặc là tồn tại quá trình phá hủy được bù trừ bởi sự xuất hiện các phần mới của thạch quyển ở đới sống núi trung tâm. Thể tích hành tinh chúng ta suốt 200 triệu năm gần đây, nghĩa là suốt thời gian tồn tại các đại dương hiện đại rõ ràng không thay đổi nhiều. Do đó, cần phải giả thiết có tồn tại quá trình xích lại gần (cuốn hút) các mảng vào nhau. Điều này đã xảy ra ở đới rìa lục địa tích cực Tây Thái Bình Dương như ở mảng Nhật Bản, Philipin, Indonesia ... (hình 4.36; 4.37).



Hình 4.37. Lát cắt lý thuyết của rìa động (theo J. Debelmas và G. Mascle, 1991)

A. Rìa động trong chế độ tách giãn (rìa kiểu Đông Nam á), lát cắt phỏng theo cung đảo Indonesia

B. Rìa động trong chế độ nén ép (rìa kiểu Tây Châu Mỹ). Lát cắt phỏng theo dãy Anđơ

Kiểu ranh giới như vậy giữa các mảng thạch quyển (ranh giới tiêu thụ) trên mặt quả đất bị bao phủ bởi các đai tích cực với địa chấn tăng cao. Nhưng các đai này khác hẳn các đai động đất mà nó trùng với trục sống núi trung tâm đại dương như:

1. Năng lượng thoát ra ở đới hút chìm lớn hơn rất nhiều so với đới trung tâm đại dương, đồng thời sự xuất hiện động đất ở đây rõ ràng mạnh hơn ở các rift đại dương.

2. Vùng tiêu thụ các mảng được đặc trưng bởi các chấn tâm động đất ở sâu và trung bình (100 – 700km).

3. Các chấn tâm tập trung dọc đới hẹp gọi là đới Vadachi–Benhiop.

Các đới Vadachi – Benhiop nghiêng góc 60^0 và đường nối cắt chúng với mặt đất trùng với đới máng nước sâu đại dương rìa lục địa tích cực khi hai

mảng thạch quyển gặp nhau, một mảng bị nhấn chìm xuống sâu quyển mềm, mảng kia chờm trượt lên trên gọi là hút chìm (subduction).

Về nguyên tắc chỉ có thạch quyển đại dương có thể chìm sâu vào vật chất quyển mềm. Thạch quyển đại dương chính là quyển mềm phân dị nên có thể trọng lớn hơn quyển mềm và độ dẻo nhỏ hơn nên có thể xâm nhập sâu dễ dàng. Thể trọng trung bình của mảng thạch quyển lục địa có vỏ dày và khá nhẹ hơn thể trọng trung bình quyển mềm. Vì vậy vỏ lục địa rất khó bị hút chìm vào quyển mềm và chuyển động các mảng yếu đi hoặc ngừng hẳn khi vỏ lục địa đạt đến các máng nước sâu đại dương. Ở vùng rìa lục địa là đới va chạm các mảng thường xảy ra quá trình biến dạng kiến tạo mạnh mẽ, kết quả rìa lục địa sẽ biến thành đới uốn nếp. Trong văn liệu địa chất hiện tượng này được mô tả là "sự va chạm các mảng" (collision).

Ranh giới va chạm các mảng đá thoạt đầu tạo thành các cung đảo có phần lồi quay về hướng mảng chúi, phần lõm hướng về mảng chờm. Hai cung đảo khác nhau thường nối tiếp nhau và được ngăn cách bởi đới các đứt gãy chuyển dạng.

Kết quả của chuyển động hội tụ đã tạo ra các quá trình địa chất khác nhau như:

– Chuyển động hút chìm của mảng thạch quyển đại dương.

– Chuyển động chờm trượt của mảng thạch quyển lục địa.

– Hoạt động núi lửa tạo cung đảo andezit.

– Sự tách giãn đáy và sụt lún tạo bể sau cung (back arc).

– Sự ép trồi chuyển động ngược chiều của trầm tích biển sâu turbidit bị uốn nếp, biến chất nhẹ bồi kết tạo thành đảo “phức hệ turbidit” chia bể trước cung thành hai bể: bể trước cung (for arc) và máng sâu đại dương (trench).

– Kết thúc giai đoạn hút chìm là giai đoạn xô húc và uốn nếp tạo núi nội lục như miền tạo núi Hymalaya – Tibet (Tây Tạng – Trung Quốc), miền tạo núi nội lục Anđơ.

Ở Việt Nam có những dãy núi hùng vĩ như Hoàng Liên Sơn ở Tây Bắc, Trường Sơn ở Miền Trung,... là kết quả của nhiều pha nén ép, uốn nếp tạo núi: Caledoni, Hecini và Anpi. Bên cạnh những chuyển động nâng tạo núi đã có những loạt đứt gãy, tại đó vỏ Trái Đất bị sụt lún và tách giãn nội lục như: đứt gãy sông Hồng, đứt gãy sông Chảy, sông Đà, sông Mã, sông Cả, Rào Nậy (sông Gianh), sông Ba, sông Tiền, sông Hậu v.v..

c) Đứt gãy chuyển dạng

Đứt gãy chuyển dạng tạo nên kiểu thứ ba: ghép nối các mảng đá, đặc trưng chủ yếu là dịch chuyển về phía phải và trái ở ranh giới các mảng.

Chuyển động dịch chuyển gây nên hoạt động động đất tăng cao của các đới này. Có thể phân ra ba kiểu đứt gãy chuyển dạng: "rift – rift", "rift – cung đảo" và " cung đảo – cung đảo".

Đứt gãy chuyển dạng cắt qua các khu vực rìa lục địa tích cực có cung đảo và rift. Nó không vượt ra khỏi phạm vi cung đảo, nhưng có thể vượt ra ngoài ranh giới rift ở rìa thụ động và kéo dài tận ranh giới đại dương với lục địa. Vấn đề quan trọng là đứt gãy chuyển dạng không hề mất đi mặc dù trên bình đồ thấy chúng mờ nhạt dần về hai phía sống núi trung tâm đại dương, mà chỉ biến đổi sang dạng khác của chuyển động kiến tạo.

Các đứt gãy chuyển dạng (ngay cả khi hoạt động tích cực, cũng như thoái hóa) thể hiện khá rõ về hình thái địa hình – địa mạo trên đáy đại dương, đặc biệt đối với các đứt gãy kiểu "rift – rift". Dịch chuyển ngang tạo ra các địa hào và địa lũy khác nhau về độ cao, sâu rất lớn; ví dụ: địa hào Romanso ở xích đạo Đại Tây Dương đạt độ sâu 7856m.

d) Một số dẫn liệu chứng minh thuyết kiến tạo mảng và giãn nở đáy đại dương

Học thuyết kiến tạo mảng và tách giãn đáy đại dương được chứng minh bằng nhiều dạng số liệu:

1. *Sự đối xứng ngang sóng đôi* của các dải từ qua trục bao quanh sống núi đại dương. Điều đó được nhận biết theo sự luân phiên các dải cực thuận và nghịch song song với trục sống núi trung tâm đại dương. Tuy nhiên, ở một vài nơi khi đo, vẽ chi tiết đã tìm thấy sự phân bố dị thường từ phức tạp hơn nhiều và thậm chí quy luật này biểu hiện không rõ.

2. *Các chấn tâm động đất và sự ghi nhận sóng đầu tiên*

Nghiên cứu động đất của Trái Đất cho thấy các chấn tâm động đất phần lớn gắn liền với các máng sâu, ở đó theo thuyết kiến tạo mảng vỏ đại dương bị hút chìm dưới vỏ lục địa. Vectơ trượt hướng từ mảng đại dương vào vỏ lục địa như kiến tạo mảng đã nêu. Các chấn tâm nông thường thấy ở các mảng sâu, còn chấn tâm sâu thì ở dưới chân vỏ lục địa.

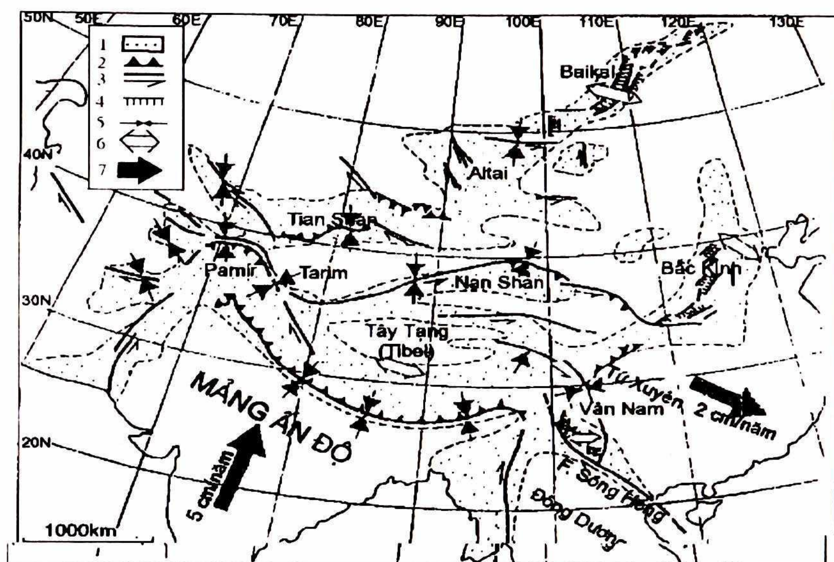
3. *Tuổi các đá móng ở dưới bề mặt đáy đại dương*

Nếu như các đại dương có đáy xưa nay bất biến thì ở đáy phải có đá cổ tiền Cambri hoặc Paleozoi... Song thực tế khi khoan sâu đới sống núi trung tâm đại dương chỉ phát hiện thấy một lớp đá trẻ mỏng hoặc vắng mặt. Đồng thời, càng ra xa hai phía chiều dày trầm tích tăng lên, tuổi già dần và cột mẫu khoan từ dưới lên cho thấy lúc đầu là sét carbonat, sau có thêm silic và trên cùng là sét nâu đại dương. Đó cũng là thứ tự mặt cắt tướng đá tiêu biểu phân bố theo độ sâu nước biển. Hiện tượng này chỉ có thể được lý giải bằng sự tách giãn đáy đại dương.

4. *Sự ghép nối trùng khít bờ biển hai phía Đại Tây Dương*

Điều này dễ thấy khi quan sát bản đồ thế giới. Ngoài sự phù hợp đường bờ còn lập được sự phù hợp các dãy núi cùng tuổi, các đứt gãy cùng phương ở ba đại lục Châu Âu, Châu Phi và Châu Mỹ, cũng như tuổi đất đá trên các dãy núi của các đại lục nói trên.

5. *Các sống núi có động đất yếu và các điểm nóng (hotspot)* (hình 4.38).



Hình 4.38. Sơ đồ biểu diễn sự biến dạng bên trong lục địa Châu Á sau khi mảng Ấn Độ xô húc vào mảng Châu Á: 1. Các đới biến dạng, 2. Các đứt gãy nghịch, 3. Các đứt gãy trượt ngang, 4. Đứt gãy thuận, 5. Phương nén ép (σ_1), 6. Phương tách giãn (σ_3), 7. Vectơ vận động của mảng. (Theo Molar và Tapponier, 1976)

Các điểm nóng là nơi núi lửa hoạt động lâu dài. Các đai núi lửa nâng và các điểm nóng tạo thuận lợi cho các mảng đó xê dịch. Trên hình 4.35 có thể quan sát thấy các dãy núi lửa ngầm có tuổi cổ dần từ sống núi trung tâm đại dương. Ở Ấn Độ Dương có ba dãy: dãy kinh tuyến 90^0, dãy Kago–mandive và dãy Kerqueten. Các điểm nóng có thể thấy rõ ở Thái Bình Dương.

6. *Cổ từ*

Khi kết tinh vào một thời điểm nào đó, các khoáng vật của đá nhiễm từ của Trái Đất và giữ lại lâu dài. Đo trục từ đá cổ có thể xác định được vị trí các mảng theo từng thời kỳ, cho phép xác lập được sự di chuyển các mảng lên phía bắc từ Nam Cực hiện nay.

7. *Địa nhiệt*

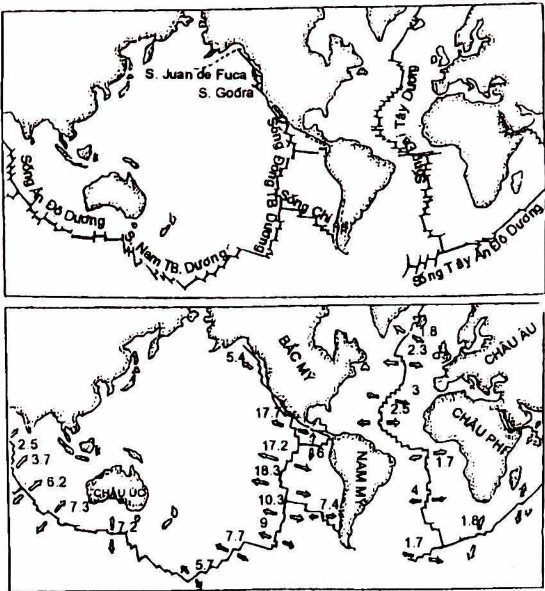
Tài liệu địa nhiệt nêu ở phần trước cho thấy có sự di chuyển vật chất nóng của manti đi lên ở các sống tâm đại dương. Đó là điều kiện thuận lợi cho việc tách giãn đáy.

8. *Băng hà Carbon – Pecmi*

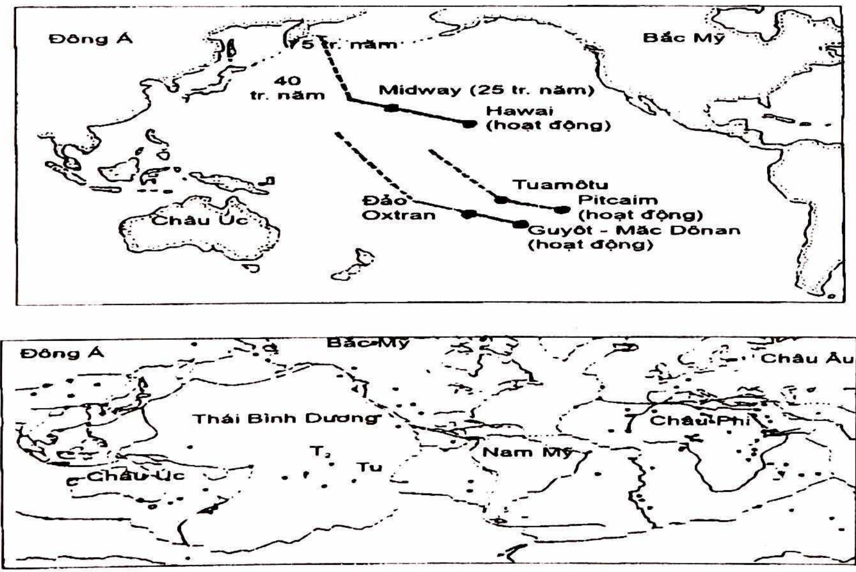
Băng hà Carbon – Pecmi bao phủ Nam Mỹ, Nam và Trung Châu Phi, Ấn Độ, Châu Úc và Châu Nam cực. Về sau các mảng tách ra di chuyển về các vị trí khác nhau song vẫn còn để lại dấu vết trên các lục địa. Đây gọi là băng hà Gonvana của lục địa Pangei tan vỡ.

9. *Sự phân bố các thành hệ trầm tích bay hơi (evaporit) ở các thời đại lịch sử địa chất*

Các loại muối từ nước biển bốc hơi được tạo thành ở những vùng khí hậu khô nóng trong những thời kỳ nhất định. Về sau, nếu như các lục địa bị tan vỡ và trôi dạt về các vị trí mới thì có thể lập lại bản đồ lúc nó thành tạo ta biết được các mảng đã di chuyển như thế nào.



Hình 4.39. Các sống núi trung tâm đại dương thế giới và tốc độ giãn tính bằng cm/năm (Theo J.Debelmas và G.Mascle, 1991)



Hình 4.40. Sự phân bố các điểm nóng trên thế giới
H–Hawai, T–Tahiti, Tu–Tuamôtu (theo J. Debelmas và G. Mascle 1991)

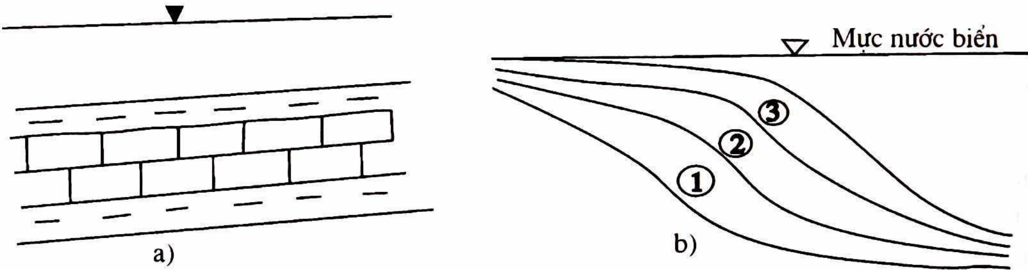
4.3.2. Các kiểu thế nằm và biến dạng của đá trầm tích

a) Các kiểu thế nằm nguyên sinh

Thế nằm nguyên sinh của đất đá là vị trí ban đầu khi các thể trầm tích vừa mới được thành tạo trong một bể trầm tích nhất định mà chưa hề bị dịch chuyển (nâng, hạ) làm thay đổi hướng dốc của lớp đá, và biến dạng (uốn nếp, đứt gãy) làm phá hủy cấu trúc và trật tự địa tầng. Gồm:

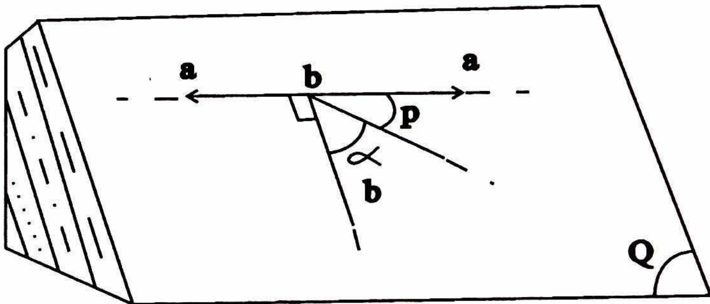
– Thế nằm ngang: có góc dốc 0^0, đặc trưng là trầm tích sét bột hồ, đá sét biển nông, đá vôi biển nông, đá silic biển sâu...

– Thế nằm nghiêng: các thực thể trầm tích được sắp xếp nghiêng thành chuỗi theo địa hình nghiêng của rìa bồn trũng hoặc mép thềm lục địa. Các phức hệ đó được gọi là các đơn vị địa tầng phân tập: trầm tích lục nguyên prodelta, trầm tích lục nguyên ở mép thềm lục địa (hình 4.41).



Hình 4.41. Các dạng thế nằm nguyên sinh
a) Các lớp nằm ngang song song; b) Các lớp nằm nghiêng theo địa hình.

b) Thế nằm biến dạng (hiện tại) của đá trầm tích



Hình 4.42. Các yếu tố thế nằm của đá
aa. Đường phương – là giao tuyến của mặt lớp với mặt phẳng nằm ngang P;
bb. Đường hướng dốc – vuông góc với đường phương kẻ theo mặt nghiêng của đá;
∝. Góc dốc – là góc nhị diện của 2 mặt phẳng: mặt phẳng nằm ngang P và mặt phẳng nghiêng Q ($\propto \neq 90^0$)

Trong thực tế, các dạng thế nằm ban đầu còn giữ lại rất hiếm bởi lẽ vỏ Trái Đất luôn luôn vận động gọi là hoạt động kiến tạo. Quá trình đó bao

gồm: hoạt động uốn nếp, đứt gãy, nâng trồi và sụt lún. Kết quả 2 dạng nằm ban đầu đã biến thành nhiều dạng nằm phức tạp, đôi khi không thể khôi phục lại được hình dạng ban đầu (hình 4.42). Ví dụ, đá vôi tuổi Devon thượng – Carbon hạ (D3–C1) có thế nằm dốc (≈ 70 – 80^0), dốc đứng (90^0), thế nằm đảo (lớp đá già nằm trên, trẻ nằm dưới). Đôi khi ngay trong một khối đá vôi silic có thể quan sát thấy các lớp đá bị phá hủy dữ dội làm rối loạn thế nằm do quá trình ép trồi tạo ra vô số các mảnh dịch chuyển khác nhau, xuất hiện các mặt trượt và đứt gãy ở quy mô nhỏ.

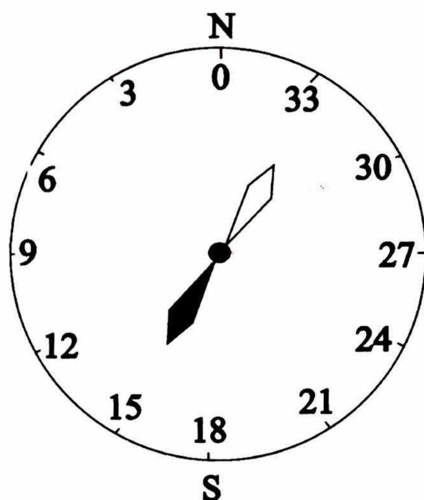
c) Phương pháp đo các yếu tố thế nằm của đá bằng địa bàn địa chất

Cấu tạo: Địa bàn địa chất khác với địa bàn địa lý ở chỗ, người ta chia ngược với địa bàn địa lý:

– Hướng Đông của địa lý ký hiệu là hướng Tây (W).

– Hướng Tây của địa lý ký hiệu là hướng Đông (E).

– Các góc đo về hướng được đánh số tăng dần từ 0^0 (hướng Bắc (N)) theo chiều ngược chiều kim đồng hồ trọn một vòng lại đến hướng Bắc (N) đúng 360^0 (hình 4.43).



Hình 4.43. Cấu tạo địa bàn địa chất

Kiểu cấu tạo này rất tiện lợi, giúp nhà địa chất bỏ qua các phép tính chuyển đổi trung gian khi đo góc các phương vị.

Phương pháp sử dụng địa bàn địa chất:

– ***Đo góc phương vị*** của 1 hướng bất kỳ hoặc phương vị đường phương và phương vị hướng dốc của đá ta đưa hướng Bắc của địa bàn (N) về hướng đó rồi cố định kim địa bàn lại, kim bắc (màu đen, hình 4.43) chỉ vào số nào thì đọc số ấy. Ví dụ, hướng phía trên của trang giấy có góc phương vị là 330^0.

Nguyên tắc chung đơn giản như vậy, song để đo phương vị đường phương và phương vị hướng dốc ta cần xác định được đường aa, sau đó xác định góc phương vị đường phương. Cạnh dài của địa bàn song song với aa, điều chỉnh giọt nước thăng bằng trên mặt địa bàn vào tâm hình tròn rồi đọc số kim Bắc chỉ ta có góc phương vị đường phương.

– *Đo góc phương vị hướng dốc:* đặt chiều rộng (cạnh ngắn) địa hình song song với aa, quay hướng Bắc của địa bàn ra ngoài (theo hướng dốc của

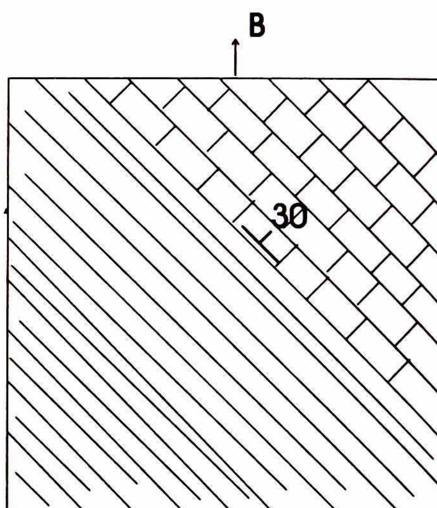
mặt lớp), điều chỉnh giọt nước thăng bằng rồi đọc số của kim Bắc chỉ, ta có góc phương vị của hướng dốc.

– *Đo góc dốc*: Đặt nghiêng địa bàn theo phương thẳng đứng, cạnh dài vuông góc với aa và áp sát mặt đá song song với bb, đọc kết quả theo răng quả dọi chỉ trên thước đo góc nghiêng.

– *Biểu diễn các yếu tố đo thế nằm lên bản đồ* (hình 4.44): Người ta dùng 2 đoạn thẳng vuông góc với nhau để biểu diễn các yếu tố thế nằm: đoạn dài biểu diễn đường phương của đá, đoạn ngắn biểu diễn hướng dốc của đá. Cách biểu diễn như sau:

+ Xoay hướng Bắc của bản đồ theo kim Bắc của địa bàn.

+ Xoay hướng Bắc của địa bàn đến vị trí tại đó kim Bắc địa bàn chỉ đúng giá trị của góc phương vị đường phương của đá đo được ngoài thực địa rồi kẻ một đoạn thẳng khoảng 1cm theo cạnh dài của địa bàn. Tiếp theo kẻ 1 đoạn thẳng khoảng 0,5cm vuông góc với đoạn thẳng trên và hướng về phương vị hướng dốc rồi ghi lại giá trị góc.



Hình 4.44. Biểu diễn thế nằm của các đá cát kết, bột kết, sét kết và đá vôi. Phương vị đường phương 310^0. Góc dốc 30^0 đổ về hướng đông bắc.

– *Ranh giới địa tầng: chỉnh hợp và bất chỉnh hợp.*

+ Ranh giới địa tầng chỉnh hợp: là ranh giới mà tại đó trầm tích được lắng đọng liên tục trong môi trường nước, lớp dưới và lớp trên nằm song song với nhau.

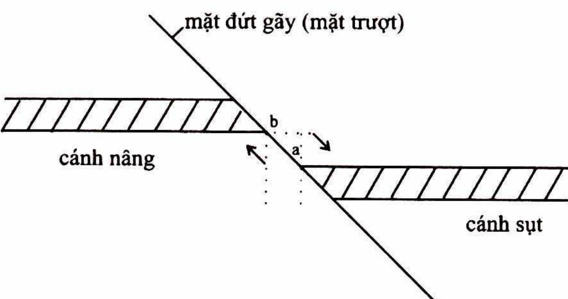
+ Ranh giới địa tầng bất chỉnh hợp là ranh giới giữa hai lớp đá có bề mặt song song hoặc không song song với nhau, song bề mặt của lớp dưới bị khuyết đi những lớp trầm tích nhất định, lúc đó lớp trên phủ trên bề mặt bào mòn của lớp dưới. Nói cách khác, trước khi thành tạo trầm tích lớp trên thì lớp lớp đá dưới đã bị nâng lên khỏi mặt nước và chịu một giai đoạn bào mòn, xâm thực của quá trình ngoại sinh hoặc bị gián đoạn trầm tích. Quá trình nâng lên bị bào mòn và gián đoạn trầm tích rồi lại hạ xuống song vẫn giữ nguyên theo phương nằm ngang ta có ranh giới bất chỉnh hợp song song (hình 4.41). Ngược lại, trong quá trình nâng lên đá bị biến dạng mạnh thay đổi thế nằm của đá thì ta có ranh giới bất chỉnh hợp góc (hình 4.42), dốc đo được ngoài thực địa lên 2 đoạn thẳng vuông góc với nhau vừa biểu diễn ở trên.

4.3.3. Hoạt động đứt gãy và các yếu tố của đứt gãy

Đứt gãy là một dạng phá hủy kiến tạo làm tách đôi và dịch chuyển các thể địa chất theo các hướng và biên độ nhất định.

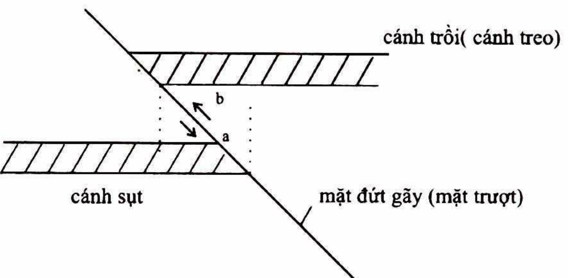
Có các kiểu đứt gãy sau:

– Đứt gãy thuận: là đứt gãy có mặt trượt nghiêng về phía cánh sụt. Cánh nâng chuyển động ngược chiều với cánh sụt (hình 4.45).



Hình 4.45. Đứt gãy thuận. a- cự ly dịch trượt của hai cánh; b- khoảng cách bị tách giãn ra của đá; → là hướng dịch chuyển của 2 cánh.

– Đứt gãy nghịch: Mặt trượt nghiêng về cánh nâng (cánh trồi) lên. Theo phương thẳng đứng thì cánh trồi đè phủ lên cánh sụt (hình 4.46).

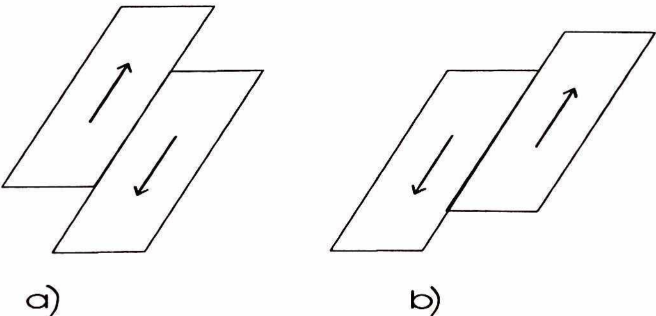


Hình 4.46. Đứt gãy nghịch. a- cự ly dịch trượt của hai cánh; b- khoảng cách bị co lại của đá; → là hướng dịch chuyển của 2 cánh

Nhận xét:

Nguyên nhân tạo đứt gãy thuận là do quá trình tách giãn và sụt lún, còn đứt gãy nghịch là do quá trình nén ép ngang đồng thời với chuyển động nâng lên tạo núi, còn gọi là ép trồi. Vì vậy, rất phổ biến đứt gãy nghịch xảy ra đồng thời với uốn nếp hai cánh, lúc đó gọi là đứt gãy "nghịch chờm". Nếu cánh treo bị dịch trượt với cự ly xa, còn cánh hạ nằm nguyên tại chỗ thì gọi là địa di hay lớp phủ kiến tạo.

– Đứt gãy trượt bằng: là đứt gãy có các cánh chuyển dịch theo phương nằm ngang. Người ta phân biệt hai kiểu trượt bằng là trượt bằng phải (theo chiều kim đồng hồ) và trượt bằng trái (ngược chiều kim đồng hồ).



Hình 4.47. Đứt gãy trượt bằng
a) Trượt bằng phải (theo chiều kim đồng hồ); b) Trượt bằng trái (ngược chiều kim đồng hồ)

– Đứt gãy chuyển dạng: là một trường hợp đặc biệt của đứt gãy trượt bằng song chúng phát triển vuông góc với trục sống núi đại dương. Nhờ đứt gãy chuyển dạng mà đáy đại dương tiếp tục được tách giãn về hai phía và thung lũng sống núi đại dương, còn gọi là rift đại dương bị cắt đoạn và chuyển động sang trái hoặc phải tạo thành một đường ziczac rất đặc trưng.

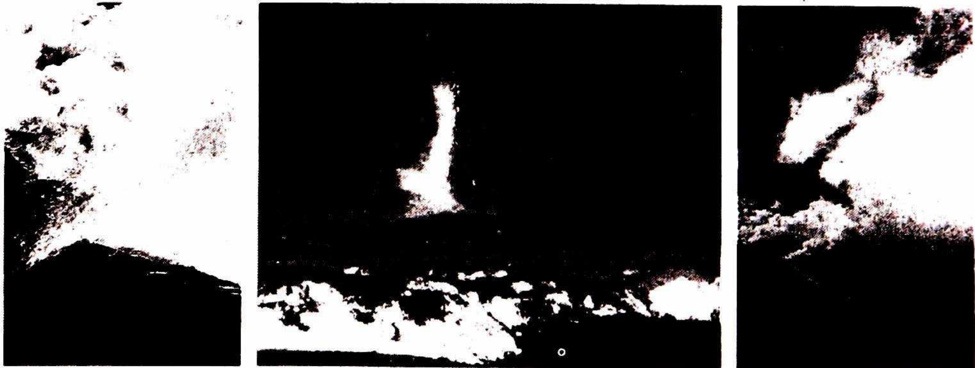
– Đứt gãy sâu: là đứt gãy có độ sâu đạt tới hết vỏ Trái Đất, đôi khi xuống hết vỏ thạch quyển. Chúng thường là ranh giới các mảng, do đó phát triển lâu dài, tới hàng trăm triệu năm. Quy mô của đứt gãy sâu có tính khu vực thậm chí hành tinh, kéo dài từ 200 đến hàng ngàn km, rộng hàng chục km. Trên bề mặt của vỏ Trái Đất dễ dàng nhận ra đứt gãy sâu nhờ các dấu hiệu: có mặt 1 đới phá hủy, hình thái địa hình – địa mạo là một thung lũng quy mô lớn và kéo dài, các dấu hiệu địa vật lý, trầm tích và magma...

4.3.4. Núi lửa

a) Định nghĩa

Núi lửa là thuật ngữ để gọi hiện tượng phun trào magma lên trên bề mặt Trái Đất.

Núi lửa thường có dạng hình nón, ở đỉnh nón lõm xuống giống hình phễu là miệng núi lửa. Nhiều trường hợp núi lửa hoạt động thành một đai núi lửa chạy dài, kết quả là tạo thành điểm nóng (hot spot) nối tiếp nhau trên các đại dương (hình 4.48) tạo những dãy núi hùng vĩ như Tam Đảo, Hoành Sơn, Ba Vì v.v... Có trường hợp núi lửa phun trào theo khe nứt và chảy tràn thành địa hình cao nguyên như ở Tây Nguyên.



Hình 4.48. Núi lửa

b) Phân loại

Núi lửa có thể phân ra 2 kiểu hoạt động:

1/ Kiểu hoạt động phun trào yên tĩnh:

– Hình thái núi lửa: sườn thoải, phun trào theo khe nứt và chảy tràn.

– Thành phần: mafic, nghèo silic (SiO_2< 52%), độ nhớt thấp. Khoáng vật tiêu biểu là plagiocla, pyroxen, olivin, đá: bazan, tup, tufit, tro núi lửa.

– Bối cảnh kiến tạo: phân bố ở đới đứt gãy sâu, điểm nóng (hot spot), sống núi giữa đại dương ranh giới phân kỳ mảng.

2/ Kiểu phun nổ:

– Hình thái núi lửa: núi lửa hỗn hợp, sườn dốc, cấu trúc dạng phân tầng.

– Thành phần: trung tính và axit, giàu SiO_2 (SiO_2 >50%), độ nhớt cao. Khoáng vật tiêu biểu là thạch anh, plagiocla, fenspatkali. Đá đặc trưng là ryolit, andezit, đá bọt, bom, cuội, tro, dăm (aglomerat) núi lửa.

– Bối cảnh kiến tạo: phân bố ở ranh giới giữa hai mảng lục địa hội tụ.

c) Lịch sử hoạt động một số núi lửa tiêu biểu

1/ Núi lửa Vesuvius. Ngày 24/8/79 núi lửa Vesuvius bên bờ vịnh Naple của Ytalia đã "thức dậy" và tái hoạt động. Chúng chôn vùi toàn bộ thành phố Herculaneum và Pompei. Sau 17 thế kỷ mới được khai quật và tìm thấy một hiện cảnh bi thảm của thành phố đang hoạt động bị núi lửa chôn vùi đột ngột. Các binh sĩ chết ngay trong các hầm trú ẩn kiên cố nhất. Nhiều người và đồ vật đã bị bùn núi lửa nặn thành các pho tượng. Sau năm 79 núi lửa Vesuvius lại tái hoạt động vào năm 494 và năm 1631 mang theo cả đá vôi biển sâu.

2/ Núi lửa Krakatau. Năm 1883 một vụ nổ kinh hoàng xảy ra ở Krakatau nằm giữa Java và Sumatra, cách xa 500km; một phần hòn đảo Krakatau cao 800m bị ngập trong nước biển đến 300m. Hậu quả đã giết chết 36.000 cư dân sống trên đảo Java và nam Sumatra do một trận lũ biển bất thường cuốn đi. Các vật liệu tro và đá bọt bị bắn tung rộng vài km, tro bụi bao trùm cả không gian tạo thành một vòng tròn đỏ bao quanh Mặt Trời. Người ta gọi đó là "chiếc vòng của giáo sĩ". Hiện nay, núi lửa Krakatau được xếp vào dạng có nguy cơ tái hoạt động.

3/ Núi lửa Paricutin: nằm cách thành phố Mehico 320km về phía Tây. Ngày 20 tháng 2 năm 1943, núi lửa Paricutin bắt đầu hoạt động. Đầu tiên là những làn khói xuất hiện giữa đồng ngô, sau đó các vụ nổ dữ dội liên tiếp xảy ra. Tro bụi phóng lên trời tạo thành những đám mây đen đặc cả bầu trời. Chỉ 5 ngày miệng núi lửa đã cao đến 100m, các dòng dung nham tiếp tục trào ra và bồi đắp cho núi lửa cao thêm và rộng ra, 1 năm sau đạt đến độ cao 425m. Sau 9 năm hoạt động núi lửa Paricutin ngừng hẳn và trở thành núi lửa chết.

4/ Núi lửa xit.Helens: nằm dọc theo vành đai núi lửa kéo dài từ bắc California lên phía nam của bang Colombia. Đai núi lửa là ranh giới 2 mảng húc nhau: mảng Châu Mỹ và mảng Juancle Fuca. Núi Helens là núi

tương đối trẻ, hầu hết các miệng núi lửa đều có tuổi dưới 10.000 năm. Gần đây nhất núi lửa Helens tái hoạt động vào ngày 18/5/1980. Sau khi hoạt động đỉnh núi cao từ 2.950m xuống chỉ còn 2.560m, tro bụi và dung nham phun ra làm chết 70 người, phá hủy toàn bộ cây cối và hoa màu.

5/ Núi lửa Hawaii. Quần đảo Hawaii kéo dài khoảng 2.400km theo hướng Tây Bắc nằm giữa Thái Bình Dương. Các đảo núi lửa có tuổi cổ dần khi càng đi xa điểm nóng về hướng Tây Bắc. Đó là các sản phẩm phun trào của điểm nóng khi mảng Thái Bình Dương chuyển động về hướng Tây Bắc.

6/ Núi lửa dưới đại dương. Dưới đại dương có rất nhiều đá bazan phun trào. Chúng có cấu tạo gối tròn do nóng, lạnh đột ngột. Các gối lớn thường bị vỡ ra do áp suất lên gối tăng cao, làm bắn vật liệu tạo thành các gối nhỏ lăn xuống triền các các gối lớn và liên kết với nhau thành một bề mặt tròn láng gọi là bazan sống núi đại dương, gọi tắt là MORB (midocean ridge basalt).

4.3.5. Động đất

a) Định nghĩa

Động đất là sự rung chuyển đột ngột của một vùng thạch quyển được gây ra bởi quá trình giải phóng nhanh năng lượng từ một vùng nguồn dưới dạng sóng đàn hồi tạo nên.

Vùng nguồn của động đất (còn gọi là lò động đất) nằm ở độ sâu khác nhau. Tâm của vùng nguồn là chấn tiêu (tâm trong, Hypocenter). Hình chiếu của chấn tiêu lên bề mặt của Trái Đất là chấn tâm (tâm ngoài, Epicenter). Khoảng cách giữa chấn tâm và chấn tiêu là độ sâu chấn tiêu.

Khi động đất xảy ra về cơ bản năng lượng được giải toả dưới ba dạng sóng: sóng dọc (P), sóng ngang (S) và sóng mặt (L). Sóng dọc có khả năng lan truyền trong mọi môi trường (rắn, lỏng và khí) nhưng với tốc độ khác nhau: v = 5 – 6km/s trong môi trường rắn; v = 1.500m/s trong môi trường nước; v = 330m/s trong môi trường khí. Sóng ngang chỉ lan truyền trong môi trường rắn nhưng với tốc độ không lớn (v = 3 – 4km/s), không lan truyền trong môi trường khí và lỏng. Sóng mặt lan truyền với tốc độ không lớn theo các bề mặt ranh giới giữa thạch quyển và khí quyển, giữa thuỷ quyển và khí quyển.

b) Các thiết bị đo động đất

Thông tin từ bên trong lòng đất được ghi nhận qua nghiên cứu các biểu đồ sóng địa chấn của máy đo địa chấn tự ghi. Nếu động đất đủ mạnh sóng địa chấn có thể lan truyền rất xa, thậm chí xuyên qua cả Trái Đất.

Khi động đất xảy ra băng ghi sóng địa chấn ghi được 3 loại sóng theo thứ tự: đợt sóng thứ nhất đến trạm ghi gọi là sóng sơ cấp (sóng dọc), ký hiệu P; đợt sóng thứ 2 gọi là sóng thứ cấp (sóng ngang), ký hiệu S; và đợt sóng cuối cùng (sóng mặt), ký hiệu L. Trong đó, P là sóng nén và căng tác động làm thay đổi thể tích vật thể; S là sóng cắt làm thay đổi hình dạng vật thể.

c) Năng lượng, độ mạnh (magnitude) của động đất

Năng lượng của động đất được giải phóng dưới dạng sóng đàn hồi, ký hiệu là E. Năng lượng của động đất mới thực sự biểu hiện độ mạnh của động đất. Tuy nhiên, việc xác định năng lượng động đất là khó khăn và phức tạp. Để đánh giá độ mạnh (magnitude) người ta dùng đại lượng đặc trưng cho mức năng lượng mà trận động đất giải phóng ra xung quanh.

Đại lượng "magnitude" do Richter C.F đưa ra và sử dụng đầu tiên từ năm 1935. Trong địa chấn học, người ta lấy tên ông làm đơn vị cho đại lượng này và gọi là "độ Richter". Độ Richter là giá trị logarit của năng lượng trong dải biến động lớn từ yếu ớt đến huỷ diệt. Phân loại động đất theo thang Richter có độ mạnh M từ 0 đến 8,5 và lớn hơn.

d) Cường độ động đất

Cường độ chấn động của động đất là mức độ dao động của sóng địa chấn được thể hiện trong một giới hạn rộng từ rất yếu (chỉ có máy mới ghi nhận được) cho đến rất mạnh biểu hiện qua mức độ tàn phá các công trình, mặt đất, đồ vật và con người. Để đánh giá cường độ chấn động ở Bắc Mỹ người ta sử dụng thang Mercalli được Richter cải biến năm 1956; ở Châu Âu và Liên Xô sử dụng thang MSK-64. Các thang này đều chia động đất ra 12 chấn cấp với đặc trưng phá huỷ trên bề mặt đất như sau:

Cấp I — Không cảm nhận được, chỉ có máy mới phát hiện và ghi nhận được.

Cấp II — Rất yếu. Một số người cảm nhận được trong trạng thái yên tĩnh, đặc biệt là ở những tầng cao của nhà cao tầng.

Cấp III — Yếu. Có một số người cảm nhận được.

Cấp VI — Trung bình. Có nhiều người cảm nhận được. Cửa ra vào, cửa sổ chuyển động; bàn ghế, đồ đạc rung chuyển.

Cấp V — Khá mạnh. Các đồ vật treo bị lắc, cửa kính vỡ, các mảnh vữa rơi xuống nền.

Cấp VI — Mạnh. Một số nhà bị hư hại nhẹ. Bát đĩa, đồ vật thuỷ tinh bị rơi vỡ. Xuất hiện các đường nứt trên tường nhà.

Cấp VII — Rất mạnh. Một số nhà bị hư hại nặng, ống khói bị hư hỏng. Trên tường có nhiều khe nứt, nhiều đường nứt trên bề mặt đất ẩm.

Cấp VIII — Phá huỷ. Nhà cửa bị phá huỷ. Ngói rơi, ống khói đổ, có nhiều đường nứt lớn trên tường. Trượt lở và nứt lớn ở các sườn núi.

Cấp IX — Phá huỷ nặng. Đổ sập xảy ra ở nhiều ngôi nhà, toà nhà: tường đổ, mái sập. Trên mặt đất tạo nhiều đường nứt có độ rộng hơn 10cm. Đổ lở, trượt xảy ra ở vùng núi.

Cấp X — Huỷ diệt. Sập đổ các ngôi nhà, toà nhà với sự phá huỷ nghiêm trọng. Trên mặt đất xuất hiện các đường nứt với độ rộng đến 1m.

Đổ lở mạnh. Xuất hiện các hồ do các thung lũng bị đổ lở chặn.

Cấp XI Thảm hoạ. Phá huỷ bề mặt địa hình, nhiều đường nứt lớn và nhiều vách hình thành. Nhà cửa, công trình cơ bản bị phá huỷ.

Cấp XII Thảm hoạ lớn. Thay đổi địa hình với quy mô lớn. Tạo ra nhiều vách trượt. Đổ lở lớn. Thay đổi dòng sông, tạo thác, tạo hồ. Nhà cửa và công trình bị tàn phá.

Cường độ chấn động (mức độ phá huỷ) phụ thuộc vào độ mạnh của động đất và độ sâu chấn tiêu. Mối quan hệ được thể hiện bằng công thức:

$I_0 = 1,5M - 3,5logH - 3$ (với: I_0 là cường độ chấn động tại chấn tâm; M là độ mạnh, H là độ sâu chấn tiêu).

Từ công thức trên cho thấy, cường độ chấn động tỷ lệ thuận với độ mạnh M và tỷ lệ nghịch với độ sâu chấn tiêu. Như vậy, mức độ nguy hiểm của động đất được xác định bởi độ mạnh động đất và và độ sâu chấn tiêu. Cụ thể là độ mạnh càng lớn và độ sâu chấn tiêu càng nhỏ thì mức độ nguy hiểm càng cao. Có những động đất độ mạnh rất lớn nhưng độ sâu chấn tiêu lớn thì mức độ nguy hiểm thấp, trong khi đó động đất có độ mạnh trung bình và độ sâu chấn tiêu nhỏ thì mức độ nguy hiểm, tàn phá lại rất cao. Động đất ở Tứ Xuyên – Trung Quốc ngày 12/5/2008 với M = 7,2 và H = 10km thuộc loại động đất nông là ví dụ điển hình cho trường hợp này.

e) Hậu quả của động đất

Động đất gây nên những hậu quả nghiêm trọng sau đây:

– Sụp đổ nhà cửa và các công trình công cộng: Trận động đất ở San Francisco năm 1906, ở Alaska ngày 27/3/1964, ở Kobe (Nhật bản) năm 1995, ở Indonesia năm 2006, ở Ấn Độ năm 2007... Tuy thời gian rung chuyển không quá 1 phút nhưng mặt đất có thể bị nứt toác và trượt lở.

– Động đất thường làm bùng nổ các đám cháy do các hệ thống đường ống dẫn khí đốt bị vỡ, áp lực nước trong thành phố giảm mạnh đến nỗi các ống cứu hỏa không thể hoạt động được.

– Động đất huỷ hoại môi trường sống, gây các bệnh dịch, gây tổn thương tinh thần và sức sản xuất.

– Sóng thần là hậu quả của động đất dưới biển, xảy ra ở các đới hút chìm. Mỗi pha xô húc mảng "hút chìm" tiếp tục chúc xuống quyển mềm của manti đã gây nên động đất làm sụt lở toàn bộ đáy biển phía bờ dốc của bồn trước cung khiến cho khối nước biển khổng lồ tụt xuống đột ngột rồi lại dâng cao và lan truyền vào bờ, biên độ có thể đạt tới 5 – 30m. Những đợt sóng thần dữ dội nhất trong lịch sử loài người đã gây nên hậu quả thảm khốc, cuốn đi tất cả con người và các công trình nhà cửa xuống biển như sóng thần xảy ra ngày 1/4/1946 do động đất ở vùng biển sâu 4.000m cách đảo Unimak 130km về phía đông nam. Sóng biển dâng cao 33m quét sạch toàn bộ nhà cửa và làm chết nhiều người. Sau đó sóng thần tiến đến quần

đảo Hawaii với vận tốc 800km/h vượt qua một quãng đường dài 3.600km. Khi ở xa bờ ở độ sâu 300m đỉnh sóng chỉ cao 1m và cách nhau 160km. Khi tiến vào bờ đảo Dahu con sóng đột ngột cao lên 12m và ở bờ đảo Hawaii đạt tới 18m. Gần đây, vào năm 2004, ở Indonesia trận sóng thần có thể coi là thảm khốc nhất trong lịch sử đã giết chết trên 30 vạn người và phá hủy toàn bộ nhà cửa ven biển ở Indonesia, Phukhet (Thái Lan) và Ấn Độ.

Ở Việt Nam liệu có sóng thần? Điều này chưa thể khẳng định được. Tuy nhiên nguy cơ sóng thần có thể sẽ xảy đến với vùng Biển Đông Việt Nam khi đới hút chìm Manila thuộc vùng biển Philippin tái hoạt động và xảy ra động đất với cường độ lớn.

4.4. CÁC QUÁ TRÌNH ĐỊA CHẤT NGOẠI SINH

4.4.1 Quá trình phong hóa

Phong hóa là quá trình phá hủy đá gốc dưới tác dụng của các yếu tố vật lý và hóa học (nhiệt độ, nước, O_2, CO_2...) và hoạt động của sinh vật trong điều kiện bình thường trên bề mặt Trái Đất.

Quá trình phong hóa là quá trình "chuẩn bị" vật liệu trầm tích, biến đá gốc từ trạng thái rắn còn tươi thành trạng thái bở rời khi chúng bị quá trình kiến tạo nâng lên khỏi mặt biển. Quá trình phong hóa xảy ra mạnh hay yếu, đá gốc bị biến đổi triệt để hay không phụ thuộc nhiều yếu tố: khí hậu, đá gốc, địa hình, nước ngầm, lớp phủ thực vật và thời gian phong hóa.

Có 3 phương thức phong hóa: phong hóa vật lý, hóa học và sinh học.

a) Phong hóa vật lý

Phong hóa vật lý là quá trình phá hủy đá gốc bằng phương thức vật lý tiếp theo quá trình phá hủy kiến tạo và không hề làm thay đổi thành phần khoáng vật, thành phần hóa học của đá.

Kết quả của phong hóa vật lý là biến các khối đá lớn thành những tập hợp mảnh vụn có kích thước từ nhỏ đến lớn. Người ta chia các kích thước thành các bậc theo hệ số thập phân gọi là các cấp hạt và đặt tên cho mỗi bậc đó một tên gọi, đó là tên đá:

– Khối: >1000mm	– Sạn: 10 – 1mm	– Cuội: 100 – 10mm
– Tảng: 1000 – 100mm	– Cát: 1 – 0,1mm	– Bột: 0,1 – 0,01mm

Các nhân tố gây nên quá trình phong hóa vật lý:

1. Sự thay đổi nhiệt độ giữa ngày và đêm, giữa mùa đông và mùa hè làm thay đổi thể tích các khoáng vật. Hệ số co giãn thể tích giữa các khoáng vật rất khác nhau và ngay trong một khoáng vật cũng khác nhau theo các trục tinh thể (trục dài co giãn hơn trục ngắn). Kết quả theo thời gian ranh giới giữa các hạt khoáng vật tạo thành vô số khe nứt làm chia cắt tiếp các khối và mảnh đá lớn (khối, tảng, dăm) là sản phẩm của sự nén ép kiến tạo thành các vật liệu kích thước bé hơn (sạn, cát, bột). Trong một khối đá lớn ẩn chứa vô số khe nứt kiến tạo rất nhỏ mà mắt thường không nhìn thấy,

tuy nhiên đó chính là tiền đề để phong hóa vật lý phát triển mạnh mẽ khi có sự thay đổi nhiệt độ đột ngột. Quá trình đó rất dễ nhận thấy ở vùng có khí hậu khắc nghiệt như ở Trung Á và các miền sa mạc. Ban ngày Mặt Trời đốt nóng đá đến 70 – 80^{0}C, song ban đêm có thể lạnh xuống dưới 0^{0}C, hoặc đang giữa ban ngày nắng như đổ lửa lại xuất hiện một cơn mưa rào đột ngột. Cả 2 trường hợp trên đều làm cho đá nứt vỡ ra từng khối, từng mảnh bé hơn hoặc biến khe nứt ẩn thành khe nứt lớn tạo đường cho "nước chảy đá mòn" khoét sâu và mở rộng khe nứt. Cuối cùng các khối đá nguyên khối tưởng là "bất khả xâm phạm" trở thành sản phẩm vụn nát hoàn toàn bằng phương thức vật lý.

2. Sự phá hủy đá do nước chảy. Nước chảy ở các mương xói vào mùa mưa lũ gọi là dòng chảy tạm thời, nước chảy thường xuyên của các dòng thác, dòng suối, sông miền núi và miền trung du là nhân tố động lực làm phá hủy đá hết sức mãnh liệt. Các khối đá bị cuốn trôi va đập vào nhau vỡ ra nhiều mảnh, các khối khác bị mài mòn do nước chảy và bị mài tròn góc cạnh do chính nó bị lăn trượt với động năng lớn.

3. Sự phá hủy do sóng biển. Sóng biển là yếu tố động lực phá hủy đá dữ dội nhất. Sóng vỗ bờ thường xuyên, đặc biệt là sóng bão có thể làm sụp đổ các tường đá nhô ra biển, làm va đập và vỡ vụn các khối đá lớn, mài tròn khối tảng, cuội ven bờ với cường độ lớn. Quá khứ địa chất đã để lại nhiều ngấn biển trên vách đá gốc như ở đá vôi Ninh Bình cách đây 6.000 năm, thềm mài mòn (bench) rộng 1km trên đảo là bằng chứng hoạt động tích cực của sóng biển khi đới bờ được ấn định ở vị trí đó trong một thời gian tương đối lâu.

b) Phong hóa hóa học

Phong hóa hóa học là quá trình phá hủy, biến đổi cả thành phần khoáng vật và thành phần hóa học của đá gốc dưới tác dụng của các yếu tố như nước, O_2, CO_2 và axit hữu cơ.

Các yếu tố phong hóa hóa học gồm: phá hủy do nước, quá trình biến đổi do O_2, quá trình biến đổi do CO_2.

1. Phá huỷ do nước. Nước là một môi trường hoạt động tích cực, là tác nhân chính của phong hoá hoá học.

Nước luôn bị phân ly tạo thành H^+ và OH^- : $H_2O \Leftrightarrow H^+ + OH^-$

Nhiệt độ càng tăng thì sự phân ly càng mạnh. Khi nhiệt độ tăng lên 30^{0}C thì độ phân ly tăng lên 2 lần. Người ta dùng chỉ số pH để chỉ độ axit hay kiềm của môi trường nước và được tính như sau: $pH = -\lg H^+$

Như vậy, trị số pH tăng khi nồng độ H^+ giảm và ngược lại:

- Khi pH > 7 nước có phản ứng kiềm.
- Khi pH = 7 nước có phản ứng trung tính.
- Khi pH < 7 nước có phản ứng axit.

Trong thiên nhiên các loại nước có phản ứng axit – kiềm đặc trưng tương ứng như sau:

– Nước biển có phản ứng kiềm yếu. Biển càng xa bờ và xa cửa sông thì độ kiềm càng cao.

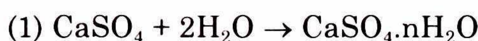
– Nước ở các đầm lầy, cánh đồng than bùn, suối nước nóng có độ axit cao.

– Nước vùng cửa sông có phản ứng trung tính.

Hoạt động của nước gồm ba quá trình: hidrat hoá, hoà tan và thuỷ phân.

– Hidrat hoá là biến những khoáng vật không chứa nước thành những khoáng vật chứa nước vững bền hơn trong điều kiện trên bề mặt Trái Đất.

Ví dụ :



(1) $CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4.nH_2O$

anhidrit thạch cao

Đây là phản ứng đi kèm với quá trình tăng thể tích tạo các cấu tạo diaba, đồng thời tạo nên áp suất khoảng 1.100atm.



(2) $Na_2SO_4 + 10H_2O \rightarrow Na_2SO_4.H_2O$

glauberit mirabilit

Phản ứng này làm tăng thể tích và tạo ra áp suất 240atm.



(3) $Fe_2O_3 + nH_2O \rightarrow Fe_2O_3.nH_2O$

hematit limonit

– Thuỷ phân là hiện tượng phá huỷ hoàn toàn khoáng vật này thành khoáng vật khác bền vững hơn trong điều kiện trên mặt do tác dụng của nước. Quá trình này xảy ra theo hai giai đoạn

+ Giai đoạn sialit kiềm: là giai đoạn đầu của quá trình thuỷ phân. Các alumosilicat bắt đầu bị phá huỷ. Các cation bị cuốn đi, kim loại kiềm và kiềm đất hoà tan dưới dạng dung dịch thật làm cho môi trường có phản ứng kiềm. Trong điều kiện đó tạo nên các khoáng vật sét trung gian như monmorilonit (đá magma mafic, siêu mafic) và hidromica (đá magma axit).

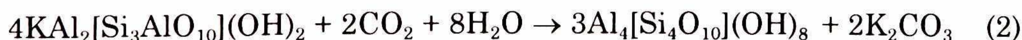
Ví dụ: Đối với đá magma axit: phổ biến hidromica hoá và caolinit hoá:



$6K[AlSi_3O_8] + 2CO_2 + 2H_2O \rightarrow 2KAl_2[SiO_3AlO_{10}](OH)_2 + 2K_2CO_3 + 12SiO_2$ (1)

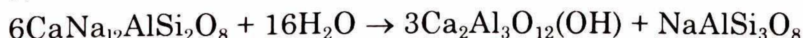
fenspat kali hidromica

+ Giai đoạn sialit chua: Các cation tiếp tục bị lôi cuốn đi, một phần SiO_2 hoà tan mang đi, môi trường có phản ứng axit. Vì vậy, các khoáng vật sét trung gian bị phá huỷ biến thành nhóm kaolinit:



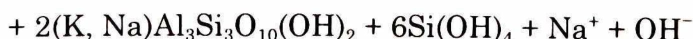
$4KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH)_2 + 2CO_2 + 8H_2O \rightarrow 3Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2K_2CO_3$ (2)

Ví dụ, đối với đá magma mafic: phổ biến zoizit hoá và xerixit hoá:



$6CaNa_{12}AlSi_2O_8 + 16H_2O \rightarrow 3Ca_2Al_3O_{12}(OH) + NaAlSi_3O_8$

labrado zoizit anbit



$+ 2(K, Na)Al_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6Si(OH)_4 + Na^+ + OH^-$

xerixit

Đồng thời với sự biến đổi của nhóm khoáng vật alumosilicat, nhóm khoáng vật màu chứa sắt và magiê sẽ biến đổi như sau:

Hypecten → hidroxit sắt $Fe(OH)_2$ (khi pH <6); nontronit (khi pH = 7 - 7,5)

Augit → clorit

Olivin → secpentin

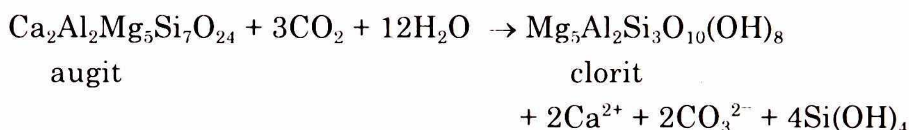
Biotit → hidrobiotit → illit → kaolinit (khi pH <7)

Biotit → glauconit (khi pH > 7, môi trường nước biển)

Biotit → clorit và bauerit hoá (biotit mất màu)

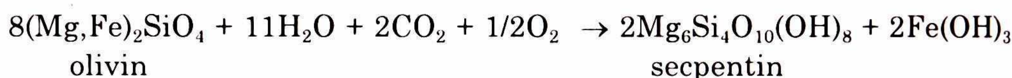
Muscovit → hidromica → kaolinit (khi pH < 7)

Hiện tượng augit bị clorit hoá :



$$\underset{\text{augit}}{Ca_2Al_2Mg_5Si_7O_{24}} + 3CO_2 + 12H_2O \rightarrow \underset{\text{clorit}}{Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8} + 2Ca^{2+} + 2CO_3^{2-} + 4Si(OH)_4$$

Hiện tượng olivin bị secpentin hoá:



$$\underset{\text{olivin}}{8(Mg,Fe)_2SiO_4} + 11H_2O + 2CO_2 + 1/2O_2 \rightarrow \underset{\text{secpentin}}{2Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8} + 2Fe(OH)_3$$

2. Quá trình biến đổi do O_2

Oxi trong không khí chiếm 21% và oxi hoà tan trong nước chiếm 30 - 35%, là nhân tố phong hoá quan trọng thứ hai sau nước.

Tác dụng của oxi là quá trình oxi hoá các nguyên tố hoá trị thấp thành nguyên tố hoá trị cao hơn, bền vững trong điều kiện trên mặt.



Ví dụ: $2FeS_2 + 4H_2O + 7O_2 \rightarrow 2FeSO_4.H_2O + 2H_2SO_4$

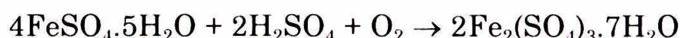
Trong môi trường giàu nước, sunfat sắt được ngậm nhiều nước hơn:



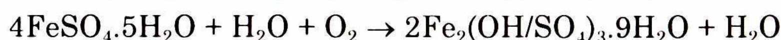
$$FeSO_4.H_2O + 4H_2O \Leftrightarrow FeSO_4.5H_2O \text{ và}$$



$$FeSO_4.5H_2O + 2H_2O \Leftrightarrow FeSO_4.7H_2O$$

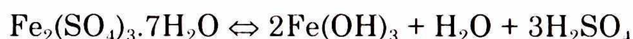


$$4FeSO_4.5H_2O + 2H_2SO_4 + O_2 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3.7H_2O$$



$$4FeSO_4.5H_2O + H_2O + O_2 \rightarrow 2Fe_2(OH/SO_4)_3.9H_2O + H_2O$$

Sunfat sắt ba bị thuỷ phân tạo thành hidroxit sắt ba:



$$Fe_2(SO_4)_3.7H_2O \Leftrightarrow 2Fe(OH)_3 + H_2O + 3H_2SO_4$$



Hay: $Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \Leftrightarrow 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4$



và $Fe(OH)_3 \rightarrow Fe_2O_3.nH_2O$ (limonit, gơtit) $\rightarrow Fe_2O_3$ (hematit)

Trong tự nhiên O_2 chỉ phân bố trong một giới hạn nhất định. Mặt giới hạn dưới gọi là mặt giới hạn oxi hoá khử, mặt này thay đổi phụ thuộc vào tính chất từng loại đá, địa hình, khí hậu và độ sâu của mực nước ngầm.

Ví dụ: Vùng đầm lầy mặt giới hạn là mặt đất, còn vùng khô phá huỷ kiến tạo mạnh khe nứt phát triển có thể sâu hàng kilomet.

Mức độ oxi hoá khử của môi trường đối với các hợp chất được thể hiện

bằng trị số thế năng oxi hoá khử (E_h). E_h thay đổi từ +200mV đến +500mV. Trị số dương càng cao thì tính oxi hoá càng mạnh và ngược lại.

Sự thay đổi trị số E_h trong nước thiên nhiên được xác định bởi chế độ khí (O_2, H_2S) và sự hoạt động của thế giới hữu cơ.

Tóm lại, có thể khái quát chiều hướng biến đổi do oxi hoá của các hợp chất như sau:

– Sunfua → Sunfat Fe^{+2} → Sunfat Fe^{+3} → Thuỷ phân oxit Fe^{+3} ngậm nước → oxit Fe^{+3}.

– Keo hidroxit Fe^{+2} → hidroxit Fe^{+3} → oxit Fe^{+3} ngậm nước → oxit Fe^{+3}.

– Màu sắc của các sản phẩm oxi hoá bị biến đổi so với màu nguyên thuỷ như sau:

+ Khoáng vật silicat có màu xám, màu lục biến thành màu vàng, màu nâu, màu đỏ. Đó là màu đặc trưng của vỏ phong hoá laterit và mũ sắt.

+ Vật chất hữu cơ có màu xám đen và đen biến thành xám nhạt và giải phóng CO_2.

3. Quá trình biến đổi do CO_2

Cùng với nước và O_2, CO_2 trở thành một nhân tố tích cực trong quá trình phong hoá. CO_2 chiếm 0,03% trong không khí, đồng thời cũng là thành phần khí hoà tan trong nước và được tạo ra từ hoạt động của sinh vật và hoạt động núi lửa.

Trong môi trường nước CO_2 tác dụng với nước để biến thành axit carbonic: $CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$.

Đồng thời axit yếu này bị phân ly như sau: $H_2CO_3 \Leftrightarrow H^+ + HCO^{3-}$, nhờ vậy nước trở nên hoạt động tích cực hơn.

Độ hoà tan của CO_2 trong nước phụ thuộc vào nhiệt độ, áp suất, hoạt động của sinh vật và các phản ứng hoá học. Vì vậy, hàm lượng CO_2 trong nước lớn gấp hàng trăm lần trong không khí. Khi nhiệt độ thấp nhưng áp suất cao thì hàm lượng hoà tan của CO_2 trong nước tăng lên. Ngược lại, khi nhiệt độ tăng lên thì hàm lượng CO_2 giảm. Sự thay đổi hàm lượng CO_2 cũng làm thay đổi quá trình phá huỷ khoáng vật của đá gốc và thành tạo khoáng vật mới. Ví dụ:

(1) Axit carbonic ($CO_2 + H_2O$) có khả năng ăn mòn theo phản ứng sau:



$4KAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 4H_2O \rightarrow 2K_2CO_3 + Al_4(SiO_{10})(OH)_8 + 8SiO_2$

fenspat kali — kaolinit

(2) Đối với đá carbonat, CO_2 đóng vai trò khử carbonat và tạo carbonat mới:



$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \Leftrightarrow Ca(HCO_3)_2$

Nước càng giàu CO_2 môi trường càng giàu ion H^+ (axit) nên pH giảm, lúc đó $CaCO_3$ bị hoà tan biến thành bicarbonat canxi. Ngược lại, khi CO_2 giảm thì môi trường trở nên kiềm và kết tủa $CaCO_3$ dưới dạng thạch nhũ và travectin.

Đối với các đá cát kết, ximăng canxit trong quá trình phong hoá cũng xảy ra tương tự. Dung dịch lỗ hổng là axit thì xi măng carbonat ($CaCO_3$, $FeCO_3$) bị ăn mòn; ngược lại, khi dung dịch là kiềm thì phát triển xi măng carbonat lấp đầy các lỗ hổng và khe nứt của đá.

Bảng 4.10. Bảng phân loại độ bền vững khoáng vật khi phong hoá (Logvinenco, 1968)

Độ bền vững	Khoáng vật tạo đá	Khoáng vật phụ
Rất bền	Thạch anh, limonit, sét	Zircon, tuamalin, rutin, topa, spinen, anata, brukit, kim cương
Bền	Muscovit, octocla, microclin, plagiocla axit	Granat, monazit, xenotim, epidot, casiterit, titanit, inmenit, leucoxen, silimanit
Không bền	Biotit, plagiocla trung tính, pyroxen, amphibon, canxit, dolomit, glauconit	Apatit, barit, andaluzit, storolit, disten.
Rất không bền	Plagiocla mafic, thạch cao, anhidrit, xiderit, halit, sinvin, olivin, fenpat	Mackarit, pyrit, pyrotin, sunfat sắt và các kim loại khác.

c) Phong hoá do sinh vật

Một số loài thực vật sống trên đá lấy các nguyên tố trong đó để sống như K, Ca, SiO_2, Mg, Na, P, S, Al, Fe v.v... và nhả ra một số axit tác dụng vào đá.

Quá trình phá huỷ đá được bắt đầu bởi vi khuẩn và tảo, sau đó là vi thực vật như diatome, nấm và thực vật ưa đá (rêu đá), cuối cùng là thực vật thượng đẳng.

Kết quả phân tích tro của thực vật ưa đá hạ đẳng có Al và SiO_2 chứng tỏ loại thực vật này có khả năng phá vỡ mối liên kết của silicat alumin.

Khi thực vật chết đi tạo thành axit humic. Loại axit này thực chất là một chất keo mang điện tích âm có khả năng hấp phụ Al^{3+} và Fe^{3+} để tạo nên một hợp chất dạng phức keo khá linh động được đưa đi rất xa.

d) Tính bền vững của khoáng vật khi phong hoá

Tính bền vững khoáng vật phụ thuộc vào 3 yếu tố cơ bản:

– Tính bền vững hóa học liên quan đến kiến trúc ô mạng tinh thể và thành phần hoá học.

– Tính bền vững hoá học biểu thị qua tính chất phân ly của khoáng vật. Ví dụ, khoáng vật có gốc muối phân ly mạnh hơn khoáng vật silicat. Khả năng phân ly còn phụ thuộc vào độ phân tán. Ví dụ, fenspat ở dạng tinh thể không tan trong môi trường nước có phản ứng axit song ở trạng thái bột (< 0,01mm) thì hoà tan cả trong nước bình thường.

Bảng 4.11. Sự biến đổi của khoáng vật khi phong hoá

Nhóm khoáng vật		Giai đoạn đầu	Giai đoạn sau	Vùng nhiệt đới ẩm
Fenspat	Fenspat kali	Hidromica	Kaolinit + Opan	Kaolinit + Laterit (Al_2O_3 + Fe_2O_3)
	Plagiocla axit	Hidromica	Kaolinit + Opan	Kaolinit + Al_2O_3+Fe_2O_3
	Plagiocla mafic	Hidromica	Monmorilonit Nontronit + Opan	Monmorilonit + Al_2O_3 + Fe_2O_3
Octo và metasilicat (Silicat Fe, Mg)	Olivin	Secpentin	Monmorilonit	Clorit, monmorilonit
	Pyroxen	Clorit,Hydomica	(pH >7)	Hidromica + $Fe_2O_3.nH_2O$
	Amphibon	Clorit, Hidromica	Nontronit (pH = 7–7,5)	Nontronit + Fe_2O_3 + Al_2O_3
Mica	Biotit	Hidrobiotit	Illit + Kaolinit + Mica không màu. Glauconit (Phong hoá dưới nước)	Hematit, limonit + Kaolinit
	Muscovit	Vảy nhỏ, Hidromica	Kaolinit + Hidromica + Haluazit	Kaolinit + Al_2O_3 + SiO_2
Sunfua	Pyrit, Mackazit Pyrotin Sphalerit Chancozin	Sunfat	Carbonat	Oxit
Vật chất hữu cơ		– Phân huỷ trong môi trường oxi hoá tạo thành humic – Phân huỷ trong môi trường khử tạo thể nhựa cutin, sừng		

Người ta lấy độ hoà tan của khoáng vật để làm chỉ số về tính bền vững của khoáng vật. Ví dụ:

– Halit ở $20^{O}C$ có độ hoà tan 367g/100g nước

– Thạch cao ở $20^{O}C$ có độ hoà tan 0,24g/100g nước

– Canxit ở $25^{O}C$ có độ hoà tan 0,0014 g/100g nước

– Fenspat ở $20^{O}C$ hầu như không tan

– Thạch anh – không tan.

Khi trong nước chứa các dung dịch axit carbonic, lưu huỳnh, axit humic v.v... thì khả năng phân ly khoáng vật càng mạnh.

Để biểu thị độ bền vững của khoáng vật khi phong hoá người ta dùng chỉ số thế năng phong hoá:

$$T = \frac{(K_2O + Na_2O + CaO + MgO - H_2O).100 \downarrow}{SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O \uparrow}$$

Chỉ số này càng cao thì độ bền vững khoáng vật càng giảm. Ví dụ, chỉ số bền vững của một số khoáng vật: Octocla (12) → Anbit (13) → Andezin (14) → Labrado (20) → Biotit (22) → Amphybon (36) → Pyroxen (39) → Olivin (54).

Như vậy, fenspat kali bền hơn plagiocla, plagiocla axit bền hơn plagiocla mafic. Và rất dễ hiểu tại sao trong đá trầm tích không gặp olivin, pyroxen; chỉ hãn hữu mới có amphibon và plagiocla mafic; mà chủ yếu là octocla và anbit. Điều đó có ý nghĩa hết sức quan trọng, khi trong đá trầm tích có mặt plagiocla mafic và pyroxen chứng tỏ điều kiện bảo tồn rất tốt, phải là khí hậu lạnh và khô ráo. Ngoài ra, trong trầm tích giàu các khoáng vật thuộc nhóm silicat Fe và Mg như olivin, pyroxen, amphibon biotit thường là liên quan đến tướng proluvi chân núi (xem bảng 4.10).

Do tính bền vững của các nhóm khoáng vật khác nhau nên sản phẩm phong hoá hoá học cũng rất khác nhau ngay cả trong cùng một điều kiện. Vì vậy, có thể xây dựng một bảng hệ thống các sản phẩm biến đổi của các khoáng vật như trong bảng 4.11.

4.4.2. Vỏ phong hoá

a) Khái niệm

Vỏ phong hoá là sản phẩm phong hoá của đá gốc được giữ nguyên tại chỗ và có cấu trúc phân đới theo phương thẳng đứng.

Bề dày của vỏ phong hoá thay đổi phụ thuộc vào điều kiện khí hậu, địa hình, tính chất và cường độ phong hoá, thành phần đá gốc và thời gian phong hoá. Vì vậy, ở vùng khí hậu nhiệt đới ẩm vỏ phong hoá dày nhất, còn ở vùng ôn đới và hàn đới vỏ phong hoá rất mỏng. Ngay ở nước ta, vỏ phong hoá vùng núi cao cũng mỏng hơn nhiều so với vùng trung du có địa hình đồi yên ngựa.

Cần phân biệt vỏ phong hoá với đới phong hoá. Vỏ phong hoá là sản phẩm bở rời, còn đới phong hoá là phần quyển đá nằm trên mực nước ngầm thấp nhất. Đới phong hoá dễ bị phong hoá để chuyển thành vỏ phong hoá.

b) Tính phân đới của vỏ phong hoá

Vỏ phong hoá của bất kỳ đá gốc nào cũng có tính phân đới. Tên gọi và số lượng các đới của vỏ phong hoá phụ thuộc vào: khí hậu, địa hình, độ ẩm không khí, thành phần thạch học của đá gốc, mạng lưới thuỷ văn và độ che phủ của cây cối, gương nước ngầm.

Với khí hậu nhiệt đới ẩm như nước ta, các đá gốc giàu alumosilicat lộ ra ở địa hình gò đồi ven rìa đồng bằng thì điều kiện phong hoá hoá học được coi là lý tưởng. Những mặt cắt của vỏ phong hoá này có cấu trúc phân đới đầy đủ nhất và sắp xếp theo thứ tự từ dưới lên trên như sau:

– Đá mẹ có thành phần giàu alumosilicat và khoáng vật màu chứa Fe – Mg (bazan, andezit, đá phiến amphibolit...).

– Đới saprolit (đới vỡ vụn) do phong hoá vật lý.

– Đới litoma (đới sét) – đới phong hóa hóa học dang dở.

– Đới laterit (bauxit).
– Đới thổ nhưỡng.

Các loại đá gốc khác nhau sẽ cho những đới phong hoá khác nhau và đặc trưng bởi thành phần khoáng vật và hoá học nhất định. Có thể chia ra vỏ phong hoá trên các nhóm đá gốc sau đây:

1. Nhóm đá gốc là axit và đá phiến thạch anh – mica

– Mặt cắt có tính phân đới thẳng đứng điển hình (ít bị ảnh hưởng của phá huỷ kiến tạo). Đặc trưng của kiểu mặt cắt này là pecmatit Thạch Khoán – Phú Thọ, bao gồm các đới từ dưới lên trên như sau:

+ Đới đá gốc pecmatit.
+ Đới vỡ vụn (saprolit).
+ Đới sét loang lổ (hidromica + vụn cơ học).
+ Đới kaolinit.
+ Đới thổ nhưỡng.

– Mặt cắt không phân đới rõ ràng theo phương thẳng đứng do phá huỷ kiến tạo mạnh. Đặc trưng cho kiểu mặt cắt này là granodiorit và granit ở Côn Đảo. Mặt cắt không có sự phân đới, đang xảy ra quá trình phong hoá bóc vỏ do phát triển nhiều hệ thống khe nứt kiến tạo.

Do đá phiến có thành phần khoáng vật và hoá học tương tự axit nên có thể xếp vào cùng nhóm (Fridlan, 1960) và có sự phân đới từ dưới lên như sau:

– Đá mẹ có sự chuyển tiếp dần dần, phần dưới còn tươi, phần trên bị phong hoá yếu.

– Đới vỡ vụn (phong hoá vật lý) hay gọi là đới saprolit với hàm lượng Al_2O_3 tăng cao, $Na_2O + K_2O$ giảm, vẫn còn giữ được cấu tạo của đá gốc.

– Đới litoma hay còn gọi là đới sét loang lổ (vàng–trắng–đỏ). Khoáng vật sét chủ yếu là hidromica. Phần trên đới litoma đã có cấu trúc khung xương laterit.

– Đới kaolinit, hidromica, chứa nhiều khoáng vật gipxit và gơtit (oxit Al^{+3} và Fe^{+3}). Đới này có cấu trúc dạng khung xương biểu hiện của quá trình feralit hoá.

2. Nhóm đá gốc là andezit, bazan

Vỏ phong hoá laterit đá ong trên đá andezit Côn Đảo có sự phân đới từ dưới lên trên như sau:

1/ Đá andezit
2/ Đới vỡ vụn sáng màu
3/ Đới sét loang lổ
4/ Đới laterit – đá ong

Vỏ phong hoá trên đá bazan ở Bảo Lộc – Di Linh (hình 4.51) có sự phân đới từ dưới lên như sau:

1/ Bazan
2/ Đới vỡ vụn (saprolit)
3/ Đới sét loang lổ (hidromica, clorit, monmorilonit) lẫn mảnh vụn bazan.
4/ Đới sét đồng nhất tơi xốp (kaolinit, haluazit)
5/ Đới đất đỏ giàu Al_2O_3 (gipxit), Fe_2O_3 (gơtit)



Hình 4.49. Vỏ phong hoá hỗn hợp sét – vật liệu vụn và oxit sắt thành tạo theo phương thức bóc vỏ các khối tảng kiến tạo granit ở Côn Đảo (Ảnh Trần Nghi, 1999)



Hình 4.50. Mặt cắt vỏ phong hoá laterit trên đá andezit ở Côn Đảo. Mặt cắt có 2 đới cơ bản: Đới dưới: saprolit, sét loang lổ và laterit hoá; Đới trên: laterit, sét loang lổ và lẫn mảnh vụn đá (Ảnh Mai Trọng Nhuận, 1999).

Vỏ phong hoá trên đá andezit – đaxit ở Côn Đảo có 2 kiểu đặc trưng:

– Có tính phân đới ngược do ảnh hưởng của yếu tố phá huỷ kiến tạo (hình 4.50). Đới laterit hoá phát triển song song với đới phá huỷ đứt gãy và nằm dưới đới đá gốc vỡ vụn đang bị phong hoá dang dở.

– Có tính phân đới thuận, bao gồm 2 đới: đới dưới – saprolit, sét loang lổ và laterit hoá; đới trên – laterit, sét loang lổ lẫn mảnh vụn của đá andezit đã bị sét hoá.



Hình 4.51. Vỏ phong hóa bauxit trên đá bazan N_2-Q_1 Bảo Lộc, Di Linh (Ảnh Trần Nghi, 1999)



Hình 4.52. Vỏ phong hoá Terra – Rosa trên đá vôi sét – Vân Nam, Trung Quốc (Ảnh Trần Nghi, 1998)

3. Nhóm đá gốc là đá vôi

Vỏ phong hoá của đá vôi có màu đỏ gạch, độ xốp cao, gọi là đất đỏ gạch (Terra – Rossa). Kiểu vỏ phong hoá này tiêu biểu nhất là phân bố ở Vân Nam, Trung Quốc. Sản phẩm phong hoá của đá sét vôi và vôi sét tạo nên một vùng cao nguyên Terra– Rossa rộng lớn thuộc lưu vực sông Nguyên